



Universidad Nacional de Río Cuarto
Facultad de Ciencias Exactas Físico Químicas y Naturales
Dpto. Geología



TESIS DOCTORAL

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA AMBIENTAL DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS DEL NORESTE DE CÓRDOBA

DOCTORADO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

MARIO IVAR AGUIRRE ALANIS

Directora: Dra. Mónica Blarasin. Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto

Codirectora: Dra. Cristina Dapeña. Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-CONICET-UBA)

AÑO 2019



Doctorado en Ciencias Geológicas

Tesis Doctoral

**CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA AMBIENTAL DE LOS SISTEMAS
ACUÍFEROS DEL NORESTE DE CÓRDOBA**

Doctorando: Geólogo MARIO IVAR AGUIRRE ALANIS

Directora: **Dra. Mónica Blarasin.** Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales. Universidad Nacional de Río Cuarto
Codirectora: **Dra. Cristina Dapeña.** Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-CONICET-UBA)

JURADO

Dr. Jorge Alberto Sanabria – UNC.
Dra. Adriana Cabrera - Dpto. de Geología. Fac. Cs. Ex. Fco.-Qcas y Nat. UNRC
Dr. Hector Massone - UNMdP

AÑO 2019



DEDICATORIA

A mi compañera de vida "Laura" por perseverar siempre juntos

Y a todes los que perseveran detrás de sus sueños

AGRADECIMIENTOS

Antes de empezar con los agradecimientos, quisiera expresar el enorme orgullo que siento de ser parte de este País, que ha hecho posible a través de la educación pública llegar a esta instancia. Pero un País lo construyen la gente y las instituciones por lo que:

Le agradezco infinitamente a mi directora, Monica Blarasin por su extraordinaria vocación contagiosa "todos los que la conocen saben de lo que hablo". Por su confianza y permanente apoyo, por todo el tiempo que le ha dedicado para poder darle principio y fin a esta tesis. Pero más que nada por haberme contagiado esta pasión que no termina.

A Cristina Dapeña, mi codirectora, por todos los aportes, experiencias y conocimientos compartidos, además de todo el tiempo dedicado tanto en los informes de avances como para poder darle fin a esta etapa. Por el gran trabajo que hizo desde el INGEIS para poder sortear todas las dificultades que se fueron presentando.

A Hector Frontera, por haber compartido toda su experiencia y conocimiento del agua subterránea de la provincia, con la cual en gran medida ha sido de mucha utilidad para generar el modelo conceptual de esta tesis, y por darme el lugar en la cátedra de Hidrogeología y poder desarrollar esta tesis, además de haber demostrado ser una excelente persona y profesional, brindando siempre todo su apoyo para poder desarrollar mi carrera profesional.

Al "*Hidro-Team*", Adriana Cabrera, Edel Mateoda, Jesica Giulano, Fatima Becher y muy especialmente a mi compañera de beca de Río Cuarto Luciana Maldonado, que siempre han estado disponibles y sin ningún reparo han compartido todo y hemos logrado unificar criterios hidrogeológicos de la provincia. De verdad que son un ejemplo de equipo de trabajo, del cual me he sentido parte y al que siempre voy a estar en deuda.

A Karina Echevarría mi compañera de beca en Córdoba, con la que compartimos casi tres años el lugar de trabajo en la cátedra de Hidrogeología de la UNC, por acompañarme en el muestreo, por la ayuda que me brindó todo ese tiempo.

La Gringa (Susana Degiovanni), una genia que me ayudó a definir la geomorfología y por siempre estar atenta a cualquier cosa que necesitaba.

A David Palacio por acompañarme en los muestreos y por haber demostrado ser un excelente compañero de cátedra y finalmente amigo y socio.

A los estudiantes de Hidrogeología de la UNC que ahora ya algunos son colegas Fernando Aparicio y Guillermo Tell, por ayudarme con la carga de datos de los alemanes y por todos sus aportes.



Por supuesto, a la Universidad Nacional de Río Cuarto, a la Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales, especialmente al Departamento de Geología, por permitir mi formación de postgrado.

Al INGEIS por la realización de las determinaciones de isótopos ^2H y ^{18}O .

A la Empresa de perforaciones CorAgua, especialmente a José deJuan y el gran equipo de trabajo por compartir siempre su conocimiento, muestras y datos. Por las infinitas discusiones de perforaciones con las que he aprendido mucho mas que en un curso.

A los Colegas Herman Renz, Manuel y Jaun Arguello por brindar mucha información de excelente calidad con la cual he armado las columnas hidroestratigráficas de la zona.

A la Secretaría de Recursos Hídricos de Córdoba y al APRHI por su apoyo tanto para los últimos cursos y por darme el espacio y tiempo en la parte final de la tesis. Especialmente a Alfredo y Dagni.

Agradezco a todos los pobladores rurales y al personal municipal de las diferentes localidades visitadas, por permitirme el ingreso a sus establecimientos, aportando datos relevantes de las perforaciones.

Finalmente mi agradecimiento a toda mi familia que me ha alentado constantemente en este y en todos los proyectos. A los Gorditos y a Olga por su apoyo y por reconocer el gran esfuerzo que esto significa. Y el mas importante de todos los agradecimientos es para mi Bichita – mi amor Laura Guzman, que en todos estos años no solo me ha acompañado a muestrear, si no que me ha hecho el aguante con los cursos y cuando tenia que presentar los informes de avance y siempre confiando y apoyando en todo lo que necesitaba!! Gracias amor.



ÍNDICE

CAPÍTULO 1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	FUNDAMENTACIÓN DEL ESTUDIO	1
1.2	ANÁLISIS DE ANTECEDENTES DE ESTUDIOS HIDROGEOLOGICOS, HIDROGEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS	2
1.3	UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
1.4	HIPÓTESIS	6
1.5	OBJETIVOS	7
CAPÍTULO 2	MATERIALES Y MÉTODOS	8
2.1	METODOLOGIA DE TRABAJO	8
CAPÍTULO 3	MARCO GEOLOGICO.	18
3.1	CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL	18
3.1.1	<i>Provincia Geológica “Sierras Pampeanas”</i>	<i>18</i>
3.1.2	<i>Provincia Geológica “Llanura Chaco Pampeana”</i>	<i>19</i>
3.1.2.1	Cuenca Chacoparanaense	19
3.2	CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL	21
3.2.1	<i>Estratigrafía, aspectos generales.....</i>	<i>21</i>
3.2.1.1	Formación Paraná.....	23
3.2.1.2	Formación Santiago Temple	24
3.2.1.3	Formación Puelches.....	24
3.2.1.4	Pleistoceno	25
3.2.1.5	Holoceno	32
3.2.2	<i>Descripción de perfiles aflorantes.....</i>	<i>34</i>
3.2.3	<i>Tectónica local.....</i>	<i>40</i>
3.2.4	<i>Breve reconstrucción de la historia geológica neógeno superior- cuaternario de interés para esta tesis ...</i>	<i>41</i>
CAPÍTULO 4	CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	44
4.1	GEOMORFOLOGÍA REGIONAL	44
4.2	GEOMORFOLOGÍA LOCAL	46
	<i>I. Pampa Loéssica Elevada</i>	<i>46</i>
	I.1 Llanura Fluvio-Eólica bien drenada	46
	I.1.a Abanicos aluviales medios del Río Suquia y Xanaes	49
	I.1.b.- Fajas fluviales actuales	51
	I.1-c Interfluvios Eólicos	52
	I.2 Llanura Eólica Bien Drenada	53
	I.2.a Planicie eólica inclinada.....	53
	I.2.b. Planicie loéssica con drenaje Surectangular	54
	<i>II-Llanura Fluvio Eólica Deprimida Central</i>	<i>54</i>
	II.1 Llanura Dominantemente Aluvial	55
	II.1.a Abanicos aluviales terminales del Suquia y Xanaes	55
	II.1.b Interfluvios eólicos con paleocanales.....	56
	II.1.c Fajas Fluviales actuales.....	57
	II.2 Llanura Eólica.....	58
	II.2.a Zona de hoyadas de deflación.....	58
	II.2.b Zona de drenaje tipo araña	59
	II.3 Depresión de Tortugas – San Antonio	59
	II.3.a Zona de llanura de inundación del Río Xanaes	59
	II.3.b Hoyadas de deflación inundadas	60
	<i>III Bloque Hundido de Mar Chiquita</i>	<i>60</i>
	III.1 Depresión Lacustre de Mar Chiquita	61
	III.1.a Laguna Mar Chiquita.	61
	III.1.b Complejo Litoral	61
	<i>V Bloque Elevado Oriental</i>	<i>61</i>
	V.1 Altos de Mortero	62
	V.1.a Escarpe occidental	62
	V.1.b Planicie Loéssica elevada	62

CAPÍTULO 5	HIDROMETEOROLOGÍA.....	63
5.1	CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DEL NORESTE DE CÓRDOBA.....	63
5.1.1	<i>Régimen Térmico.....</i>	63
5.1.2	<i>Régimen Hídrico.....</i>	64
5.1.2.1	Precipitación.....	64
5.1.2.2	Evapotranspiración.....	64
5.2	CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS LOCALES Y BALANCE HÍDRICO.....	65
5.2.1	<i>Temperaturas.....</i>	65
5.2.2	<i>Precipitaciones.....</i>	66
5.2.2.1	Análisis de consistencia de las series.....	68
5.2.2.2	Análisis de la distribución areal de la precipitación y cálculo de precipitación media.....	69
5.2.2.3	Distribución temporal.....	70
5.2.3	<i>Balances hídricos.....</i>	74
5.2.3.1	Evapotranspiración potencial.....	74
5.2.3.2	Balance hídrico modular.....	74
5.2.3.3	Balance Hídrico Seriado.....	75
CAPÍTULO 6	HIDROLOGÍA SUPERFICIAL.....	79
6.1	SISTEMA HIDROLÓGICOS DE CÓRDOBA.....	79
6.2	SISTEMA DE LA LAGUNA MAR CHIQUITA Y BAÑADOS DEL RÍO DULCE.....	79
6.2.1	<i>Laguna Mar Chiquita (Mar de Anzanuza).....</i>	81
6.2.2	<i>Cuenca del río Suquía.....</i>	82
6.2.3	<i>Cuenca del río Xanaes.....</i>	83
6.2.4	<i>Subcuencas de la Ladera Oriental de las Sierras Chicas.....</i>	84
6.2.5	<i>Cuenca del río Salí Dulce y sus bañados.....</i>	84
6.2.6	<i>Cuenca del río Ctalamochita.....</i>	85
CAPÍTULO 7	USO ACTUAL DEL TERRITORIO.....	86
CAPÍTULO 8	HIDROLITOLOGIA E HIDROESTRATIGRAFIA.....	93
CAPÍTULO 9	HIDRODINÁMICA SUBTERRÁNEA.....	107
9.1	ACUÍFERO LIBRE.....	107
9.2	HIDRODINÁMICA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	113
9.3	CÁLCULO DE INFILTRACIÓN EFECTIVA.....	117
CAPÍTULO 10	HIDROGEOQUÍMICA.....	122
10.1	HIDROQUÍMICA SUPERFICIAL.....	122
10.2	HIDROQUÍMICA DEL ACUÍFERO FREÁTICO.....	125
10.2.1	<i>Clasificación geoquímica de acuífero libre.....</i>	128
10.2.2	<i>Análisis de componentes mayoritarios del acuífero libre.....</i>	131
10.2.2.1	. Bicarbonatos y Carbonatos.....	131
10.2.2.2	Sulfatos.....	132
10.2.2.3	Cloruros.....	132
10.2.2.4	Sodio.....	133
10.2.2.5	Potasio.....	133
10.2.2.6	Calcio.....	133
10.2.2.7	Magnesio.....	134
10.2.3	<i>Análisis de componentes minoritarios y traza del acuífero libre.....</i>	134
10.2.4	<i>Análisis de la relación iónica HCO₃/Cl.....</i>	137
10.3	HIDROGEOQUÍMICA DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	139
10.3.1	<i>Sistema acuífero confinado "A".....</i>	140
10.3.2	<i>Sistema acuífero confinado "D".....</i>	141
10.3.3	<i>Sistema acuífero confinado "B".....</i>	143
CAPÍTULO 11	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	145
11.1	INTRODUCCIÓN A LA GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	145
11.1.1	<i>ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DE AGUA: ²H y ¹⁸O.....</i>	146
11.1.2	<i>ISÓTOPOS ESTABLES DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN AGUA: ¹³C.....</i>	150
11.1.3	<i>ISÓTOPOS RADIOACTIVOS DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN EL AGUA: ¹⁴C.....</i>	152
11.2	APLICACIÓN DE ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DEL AGUA.....	156



11.2.1	COMPORTAMIENTO DEL ^2H Y ^{18}O EN LOS SISTEMAS HIDROLÓGICOS (PRECIPITACIONES, AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS) DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	156
11.2.1.1	COMPORTAMIENTO DEL ^2H Y ^{18}O EN LAS PRECIPITACIONES	156
11.2.1.2	COMPORTAMIENTO DE ^2H Y ^{18}O EN CUERPOS DE AGUA SUPERFICIALES	160
11.2.1.3	COMPORTAMIENTO DE ^2H Y ^{18}O EN EL ACUÍFERO LIBRE	165
11.2.1.4	COMPORTAMIENTO DE ^2H Y ^{18}O EN LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS	168
CAPÍTULO 12	EDAD DEL AGUA	174
12.1	BREVE INTRODUCCIÓN A LOS CONCEPTOS DE EDAD, TIEMPO DE RESIDENCIA Y DATACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA	174
12.2	ESTIMACIÓN DE LA EDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	176
12.2.1	MÉTODOS HIDRÁULICOS	176
12.2.2	ESTIMACIÓN DE EDAD MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES ^2H Y ^{18}O.....	177
12.2.3	EVOLUCIÓN DE ^{14}C Y MODELOS DE CORRECCIÓN DE EDAD.....	178
CAPÍTULO 13	CONCLUSIONES.....	185
CAPÍTULO 14	BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA	193

INDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
FIGURA 1.1, UBICACIÓN ÁREA DE ESTUDIO	5
CAPÍTULO 2 MATERIALES Y MÉTODOS	8
FIGURA 2.1, IZQUIERDA: OPERACIÓN DE PERFLAJE ELÉCTRICO EN PERFORACIÓN UTILIZADA PARA LA COLUMNA “PLANICIE LOÉSSICA INCLINADA”. DERECHA: RECORTES DE PERFORACIÓN TOMADOS CADA METRO (300 M DE PROFUNDIDAD). NOVIEMBRE DEL 2012	8
FIGURA 2.2. COLECTORES ENTERRADOS DE AGUA DE PRECIPITACIÓN INSTALADOS. IZQ: UTN SAN FRANCISCO, DER: INTA MANFREDI.	14
CAPÍTULO 3 MARCO GEOLOGICO.	18
FIGURA 3.1. SIERRAS PAMPEANAS ORIENTALES.....	18
FIGURA 3.2 CONFIGURACIÓN DEL BASAMENTO DE INTERÉS ECONÓMICO-PETROLERO Y ACTIVIDAD EXPLORATORIA EN CÓRDOBA (LAS LÍNEAS LLENAS CORRESPONDEN A TRAZAS SÍSMICAS). TOMADO DEL CAPÍTULO CUENCA CHACOPARÁ DEL RELATORIO DEL XIX CONGRESO ARGENTINO DE GEOLOGÍA.....	20
FIGURA 3.3 PERFIL LITOLÓGICO DE PERFORACIÓN POZO YPF S.T.1.	22
FIGURA 3.4 CUADRO DE CORRELACIÓN ENTE FLUCTUACIONES GLACIARES Y ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA, MODIFICADO DE CARIGNANO (1999) Y CANTÚ (2004) EN EL CUATERNARIO	26
FIGURA 3.5 ESTRATIGRAFÍA GENERAL PARA EL SUR DE CÓRDOBA	28
FIGURA 3.6 PERFIL GEOLÓGICO A-A', MODIFICADO DE (CAAAS, 1973) PARA ESTA TESIS. (1) LOS SEDIMENTOS POSTPAMPEANOS (EN SENTIDO AMPLIO SEGÚN FIDALGO) INCLUYEN VARIAS FORMACIONES DESDE EL PLEISTOCENO SUPERIOR HASTA LA ACTUALIDAD	34
FIGURA 3.7 UBICACIONES DE PERFILES AFLORANTES DESCRIPTOS.	35
FIGURA 3.8 PERFIL CANTERA PRÓXIMO AL R. XANAES	36
FIGURA 3.9 CASCADA EN TRAMO DE CANAL PLUJUNTA.	36
FIGURA 3.10 PERFIL EN RÍO PLUJUNTA.....	37
FIGURA 3.11 PERFIL BAJO RECTO EN INTERFLUVIO.....	38
FIGURA 3.12 PERFIL BARRANCAS DEL RÍO JESÚS MARÍA	39
FIGURA 3.13 SEDIMENTOS LOÉSSICOS, ASIGNABLES A FM. LA INVERNADA (CAMINO A TINOCO)	40
FIGURA 3.14 RESUMEN DE LAS DIFERENTES ETAPAS QUE DURANTE EL CUATERNARIO SUFRIÓ LA PROVINCIA DE CÓRDOBA AL ALTERNARSE ETAPAS FRÍAS Y SECAS (GLACIALES) Y OTRAS CÁLIDAS Y HÚMEDAS (CARIGNANO, 1999)	43
CAPÍTULO 4 CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA	44
FIGURA 4.1 TOMADA DE CARIGNANO, 1996. REVISTA IGM VOL.11,	44
FIGURA 4.2 MAPA GEOLÓGICO GEOMORFOLÓGICO	48
FIGURA 4.3 IMAGEN SRTM “ASPECT”, MOSTRANDO ABANICOS ALUVIALES Y ESTRUCTURAS PRINCIPALES.	49
FIGURA 4.4 INDICIE DE HUMEDAD, MOSTRANDO EN ROJO EL ÁREA DE ESTUDIO Y LAS ZONAS GEOMORFOLÓGICAS.	50
FIGURA 4.5 ÁPICE DE ABANICO CON PALEO FAJAS FLUVIALES RÍO XANAES.	51
FIGURA 4.6 FAJA FLUVIAL ACTUAL DEL RÍO SUQUÍA	51
FIGURA 4.7 SEDIMENTOS ACTUALES TRANSPORTADOS POR EL RÍO SUQUIA.....	52
FIGURA 4.8 CAMINOS PROFUNDIZADOS ZONA I.2.A	53
FIGURA 4.9 SEDIMENTOS ACTUALES E HISTÓRICOS EN EL CAUCE DEL RÍO JESÚS MARÍA	53
FIGURA 4.10 DRENAJE SUBRECTANGULAR Y ARAÑA.....	54
FIGURA 4.11 AVULSIÓN BRAZO DE LA PARA Y PALEOCANALES R. SUQUÍA.....	55
FIGURA 4.12 DELTA DEL RÍO SUQUÍA.	57
FIGURA 4.13 CANALES ENTRELAZADOS DEL RÍO XANAES.....	57
FIGURA 4.14 HOYADAS DE DEFLACIÓN.....	58
FIGURA 4.15 FOTOGRAFÍA AÉREA DE DRENAJE TIPO “ARAÑA”.	59
FIGURA 4.16 CAÑADA DE JEAN MARIE	60
FIGURA 4.17 COSTA SUR, EN MIRAMAR	61
CAPÍTULO 5 HIDROMETEOROLOGÍA.....	63
FIGURA 5.1 A AMPLITUD TÉRMICA, B TEMPERATURAS MEDIAS DE ENERO, C TEMPERATURAS MEDIAS DE JULIO. (TOMADA DE 1961-1990. CBA AMBIENTE).	63
FIGURA 5.2 PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL. (TOMADA DE 1961-1990. CBA AMBIENTE).....	64
FIGURA 5.3 A)EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL ANUAL, B) EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL ANUAL Y C) DEFICIENCIA HÍDRICA ANUAL. (TOMADA DE 1961-1990. CBA AMBIENTE).	65
FIGURA 5.4 TEMPERATURAS MEDIAS MENSUALES Y MEDIA ARITMÉTICA	65
FIGURA 5.5 UBICACIÓN DE LAS SERIES PLUVIOMÉTRICAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO, IMAGEN SRTM PROCESADA MOSTRANDO LAS CARACTERÍSTICAS SUPERFICIALES DE LA REGIÓN.....	67
FIGURA 5.6 A) CONTRASTE “DOBLE MASA” SERIE CÓRDOBA OBS Vs SERIE INTA MANFREDI, B) SERIE CÓRDOBA OBS Vs SERIE SANTIAGO TEMPLE.	69
FIGURA 5.7 A) CONTRASTE “DOBLE MASA” SERIE SAN FRANCISCO Vs SERIE MARULL, B) SERIE SAN FRANCISCO Vs SERIE ALICIA.....	69

FIGURA 5.8 POLÍGONOS DE THIESSEN CALCULADOS PARA EL PERÍODO 1946-2005. PMA: 810 MM.....	70
FIGURA 5.9 CURVA CRONOLÓGICA HISTÓRICA DE LA SERIE CÓRDOBA OBSERVATORIO (1873-2016)	71
FIGURA 5.10 CURVA CRONOLÓGICA HISTÓRICA DE LA SERIE MORTEROS (1901-2011)	72
FIGURA 5.11 CURVA CRONOLÓGICA HISTÓRICA DE LA SERIE LAS VARAS (1910-2005).....	72
FIGURA 5.12 CURVA CRONOLÓGICA HISTÓRICA DE LA SERIE INTA MANFREDI (1910-2017)	72
FIGURA 5.13 DISTRIBUCIÓN DE PRECIPITACIONES MEDIAS MENSUALES PARA EL PERÍODO EN COMÚN 1931-2005	73
FIGURA 5.14 BALANCE HÍDRICO SERIADO PARA LA SERIE "INTA MANFREDI" 1931-2011	77
FIGURA 5.15 EXCESOS HÍDRICOS PARA LA SERIE "INTA MANFREDI" 1931-2011 (MEDIA MÓVIL A 60 MESES).....	78
CAPÍTULO 6 HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	79
FIGURA 6.1 SISTEMAS HIDROLÓGICOS DE LA PROVINCIA DE CÓRDOBA, HIDROGRAMAS MEDIOS ANUALES. TOMADO DE RELATORIO XIX CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO - CÓRDOBA, CAPITULO RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIALES, (CLARITA M. DASSO ET AL. 2014)	79
FIGURA 6.2 CUENCAS HIDROGRÁFICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	80
FIGURA 6.3 A-POSICIÓN DE LA LÍNEA DE COSTA DE LA LAGUNA MAR CHIQUITA DURANTE 1976. B IMÁGENES SATELITALES Y C- CURVA LIMNIMÉTRICA DE LA LAGUNA MAR CHIQUITA ENTRE LOS AÑOS 2001 Y 2013. (PIOVANO ET AL. 2009).....	81
CAPÍTULO 7 USO ACTUAL DEL TERRITORIO	86
FIGURA 7.1 HOJA DEL CENSO NACIONAL AGROPECUARIO 2002. MOLINOS Y POZOS DE AGUA PARA CONSUMO.	86
FIGURA 7.2 MEDICIÓN DE NIVEL, DETRÁS ENVASES VACÍOS DE AGROQUÍMICOS, CUYA PREPARACIÓN SE REALIZA CON AGUA SUBTERRÁNEA.	86
FIGURA 7.3 USO DE AGUA PARA ACTIVIDAD PECUARIA, (TAMBO).....	86
FIGURA 7.4 USO TURÍSTICO Y RECREATIVO, FOTO DE RESERVA PROVINCIAL MAR CHIQUITA EN LA REGLA LIMNÍMETRICA.	87
FIGURA 7.5 USO DE AGUA SUBTERRÁNEA PARA FEEDLOT. BARRO, HECES Y ORINA CONCENTRADOS EN EL CORRAL.	87
FIGURA 7.6 USO DE AGUA SUBTERRÁNEA PARA RIEGO CON PIVOT, USANDO BOMBA CARDÁNICA DE EJE VERTICAL, EN PERFORACIÓN DE 180 M ENCAMISADO EN 12"	87
FIGURA 7.7 MAPA DE USO ACTUAL DEL TERRITORIO DIVIDIDO POR PEDANÍAS, DONDE SE COMPARA EL USO AGRONÓMICO DEL TERRITORIO.....	88
FIGURA 7.8 CÍRCULOS DE RIEGO EN ZONA ORIENTAL DE COLONIA CAROYA.....	89
FIGURA 7.9 EVOLUCIÓN DE LA SUPERFICIE REGADA DURANTE LA TEMPORADA DE VERANO POR DEPARTAMENTO EN LA PROVINCIA DE CÓRDOBA SEGÚN BARRIONUEVO ET AL. (2013)	89
FIGURA 7.10 MAPA DE USO DE AGUA SUBTERRÁNEA DIVIDIDO POR PEDANÍAS, DONDE SE COMPARA Y CUANTIFICAN LAS PRINCIPALES ACTIVIDADES QUE UTILIZAN EL RECURSO HÍDRICO SUBTERRÁNEO.	90
FIGURA 7.11 CAPTACIÓN DE AGUA PARA CONSUMO HUMANO EN LA COMUNA DE COMECHINGONES.....	91
FIGURA 7.12 INFRAESTRUCTURAS RURALES ABANDONADAS Y DEMOLIDAS EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	92
CAPÍTULO 8 HIDROLITOLOGIA E HIDROESTRATIGRAFIA	93
FIGURA 8.1 EJEMPLOS DE REGISTROS GRÁFICOS DE PERFORACIÓN DE SRH.....	94
FIGURA 8.2 PERFIL HIDROESTRATIGRÁFICO B-B' E-W (COLONIA TIROLESA-ORTEÑA). NE DEL ACUÍFERO FREÁTICO Y CONFINADO (SAC A, B, C Y D). COLUMNAS HIDROESTRATIGRÁFICAS TIPO 1 Y 3. PARCIALMENTE MODIFICADO DE CAAS 1973.....	95
FIGURA 8.3 PERFIL HIDROESTRATIGRÁFICO A-A' ORIENTACIÓN E-W (DESDE MONTE CRISTO HASTA SAN FRANCISCO). SE DETALLA EL NE DEL ACUÍFERO FREÁTICO Y SU LÍMITE INFERIOR, LÍMITE DEL ACUÍFERO CONFINADO Y LOS SISTEMAS (SAC A, B, C Y D). UBICACIÓN COLUMNA HIDROESTRATIGRÁFICA 2	95
FIGURA 8.4 PERFIL HIDROESTRATIGRÁFICO C-C' E-W (COL. ALMADA-ALICIA). NE DEL ACUÍFERO FREÁTICO Y CONFINADO (SAC A, B, C Y D). PARCIALMENTE MODIFICADO DE CAAS 1973.....	96
FIGURA 8.5 , MAPA DE SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS: UBICACIÓN DE PERFILES Y COLUMNAS HIDROESTRATIGRÁFICAS, REGISTROS GRÁFICOS DE PERFORACIÓN, PERFORACIONES CENSADAS DE ACUÍFEROS CONFINADOS Y ÁREAS DE SURGENCIA.	97
FIGURA 8.6 COLUMNA HIDROESTRATIGRÁFICA TIPO N° 1 "PLANICIE LOÉSSICA INCLINADA" CON FOTOGRAFÍAS DE RECORTES DE PERFORACIÓN RECOLECTADO (AL ESTE DE COLONIA CAROYA).....	98
FIGURA 8.7 COLUMNA HIDROESTRATIGRÁFICA TIPO N° 2 "ABANICOS ALUVIALES TERMINALES" CON FOTOGRAFÍAS DE RECORTES DE PERFORACIÓN RECOLECTADO (TRÁNSITO).	99
FIGURA 8.8 COLUMNA HIDROESTRATIGRÁFICA TIPO N° 3 "PLANICIE LOÉSSICA ORIENTAL" CON FOTOGRAFÍAS DE RECORTES DE PERFORACIÓN RECOLECTADO (PORTEÑA).....	100
FIGURA 8.9 COLUMNA HIDROESTRATIGRÁFICA TIPO N° 4 "DEPRESIÓN TORTUGAS" CON FOTOGRAFÍAS DE RECORTES DE PERFORACIÓN RECOLECTADO (BALNEARIA).....	101
FIGURA 8.10 ARCILLAS PARDAS (ACUÍCLUDAS) Y ARENA MUY GRUESA A GRAVAS (SAC A).	102
FIGURA 8.11 ARCILLAS GRIS VERDOSA CLARA (ACUÍCLUDAS) Y ARENA FINA MUY BIEN SELECCIONADA (SAC B).....	102
FIGURA 8.12 PERFORACIÓN SURGENTE DEL SAC B, EN PUENTE RP17 Y RÍO XANAES	102
FIGURA 8.13 DE ARRIBA HACIA ABAJO: GRAVAS REDONDEADAS (ACUÍFERO); ARCILLAS VERDE OSCURO CON CONCHILLAS (ACUÍCLUDAS) Y ARENA FINA ARCILLOSA (SAC C).....	103
FIGURA 8.14 PERFORACIONES SURGENTES DEL SAC D, CON CAUDALES DE SURGENCIA QUE VARÍAN DESDE 1 HASTA 25 M3/H. UBICADAS ENTRE LAS LOCALIDADES DE LA TORDILLA, COLONIA DE LAS PICHANAS Y TIO PUJIO, REALIZADAS POR LA EMPRESA PERFORADORA RENZ. QUIEN HA FACILITADO DATOS.	104
FIGURA 8.15 MEDICIONES DE NIVELES ESTÁTICOS Y TOMA DE MUESTRA EN POZOS Y PERFORACIONES QUE EXPLOTAN EL ACUÍFERO LIBRE EN EL ÁREA DE ESTUDIO.	104

FIGURA 8.16 MEDICIONES DE NIVELES ESTÁTICOS Y TOMA DE MUESTRA EN POZOS Y PERFORACIONES QUE EXPLOTAN EL SAC A PARA ABASTECIMIENTO PÚBLICO DE AGUA POTABLE.....	105
CAPÍTULO 9 HIDRODINÁMICA SUBTERRÁNEA.....	107
FIGURA 9.1 MAPA DE LÍNEAS ISOFREÁTICAS Y DE ISOPROFUNDIDAD DEL NIVEL FREÁTICO 2013: DONDE SE OBSERVAN LAS DIRECCIONES DE FLUJO SUBTERRÁNEO, LOS PUNTOS CENSADOS.....	108
FIGURA 9.2 , CAÑADA DE JEANMAIRE (MEDICIÓN DE PARÁMETROS DE CAMPO.	109
FIGURA 9.3 CAUCE SECO DEL RÍO JESÚS MARÍA A LA ENTRADA DEL ÁREA DE ESTUDIO, CON IMPORTANTE CANTIDAD DE ARENA GRUESA EN EL LECHO.	109
FIGURA 9.4 ZONAS INUNDADAS PRÓXIMAS LA LOCALIDAD DE EL FORTÍN.....	109
FIGURA 9.5 18 HOJAS HIDROGEOLÓGICAS DEL CAAAS 1973, A ESCALA 1:100.000, DIGITALIZADAS, GEOREFERENCIADAS EN MOSAICO. MOSTRANDO LAS CURVAS ISOFREÁTICAS Y LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA.....	110
FIGURA 9.6 MAPA DE CURVAS ISOFREÁTICAS 1973 REPROCESADAS: DONDE SE OBSERVAN LAS DIRECCIONES DE FLUJO SUBTERRÁNEO, IMAGEN RASTER DE ISOPROFUNDIDAD Y LOS PUNTOS CENSADOS.....	111
FIGURA 9.7 MAPA DE DIFERENCIA DE NIVEL FREÁTICO ENTRE LOS AÑOS 1973 Y 2013 (40 AÑOS), CON IMAGEN RASTER DE VARIACIÓN DE NIVEL. COLORES ROJOS INDICAN AUMENTO DE NIVEL Y VERDES POCO CAMBIO A DESCENSO.....	112
FIGURA 9.8 MAPA DE CURVAS ISOPIEZAS SAC B Y ALTURA DEL NIVEL PIEZOMÉTRICO RESPECTO AL TERRENO 2013. EN AZUL LAS ZONAS CON SURGENCIA.....	113
FIGURA 9.9 MAPA DE CURVAS ISOPIEZAS E ISOPROFUNDIDAD DEL SAC B PARA EL AÑO 1973.	114
FIGURA 9.10 PERFORACIÓN SURGENTE DE LA ZONA NORTE DE LA LOCALIDAD LA TORDILLA. SAC D.....	115
FIGURA 9.11 MAPA DE CURVAS ISOPIEZAS E ISOPROFUNDIDAD DEL SAC A.....	116
FIGURA 9.12 FREATIGRAMA DIARIO CON PRECIPITACIONES PARA TODO EL PERIODO REGISTRADO.....	117
FIGURA 9.13 IZQUIERDA: CONSTRUCCIÓN DE CASILLA E INSTALACIÓN DE FREATÍGRAFO. DERECHA: TOMA DE MUESTRA CON BOMBA PERISTÁTICA Y DESCARGA DE DATOS CON CORROBORACIÓN DE NIVELES.....	117
FIGURA 9.14 BALANCE DE RECARGA-DESCARGA CON LA PRECIPITACIÓN.	118
FIGURA 9.15 VARIACIÓN DEL NIVEL FREÁTICO RESPECTO DEL NIVEL PRECEDENTE (DIARIO). RECUADROS EN BLANCO PERÍODO SIN DATOS.	120
FIGURA 9.16 VARIACIÓN MENSUAL DEL NIVEL FREÁTICO RESPECTO DEL PRECEDENTE MARCANDO LOS MESES EN QUE DOMINAN LOS ASCENSOS..	120
FIGURA 9.17 PRECIPITACIÓN VS RECARGA DEL ACUÍFERO PARA EL AÑO HIDROLÓGICO.....	121
CAPÍTULO 10 HIDROGEOQUÍMICA.....	122
FIGURA 10.1 IZQUIERDA FOTO DE TOMA DE MUESTRA RÍO SAN ANTONIO. DERECHA RÍO XANAES PRÓXIMO A SU DESEMBOCADURA EN LA MAR CHIQUITA.....	122
FIGURA 10.2 MAPA DE CUENCAS HIDROGRÁFICAS CON DIAGRAMAS DE STIFF MODIFICADO. CON DOS ESCALAS Y COLORES REPRESENTANDO EL TIPO GEOQUÍMICO.....	124
FIGURA 10.3 DIAGRAMA DE PIPER DE MUESTRAS DE AGUA SUPERFICIAL.....	125
FIGURA 10.4 MAPA DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DEL ACUÍFERO LIBRE.....	127
FIGURA 10.5 DIAGRAMA DE PIPER HILL PARA EL ACUÍFERO FREÁTICO, CON ELIPSES MOSTRANDO AGRUPAMIENTO DE DATOS SEGÚN ZONAS GEOMORFOLÓGICAS.....	129
FIGURA 10.6 MAPA HIDROGEOQUÍMICO DEL ACUÍFERO FREÁTICO CON DIAGRAMAS DE STIFF MODIFICADO, EN COLORES SEGÚN CLASIFICACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL AGUA DE CUSTODIO.....	130
FIGURA 10.7 DIAGRAMA DE CAJAS PARA IONES MAYORITARIOS DEL ACUÍFERO LIBRE.....	131
FIGURA 10.8 ESPECIES DE C VS PH. FUENTE: BETHKE (2008).....	132
FIGURA 10.9 DISTRIBUCIÓN DEL FLUORURO EN ACUÍFERO LIBRE.....	135
FIGURA 10.10 DISTRIBUCIÓN DE ARSÉNICO EN ACUÍFERO LIBRE.....	135
FIGURA 10.11 TAMBO CON LAGUNAS DE INFILTRACIÓN PRÓXIMAS A PERFORACIONES AL ACUÍFERO LIBRE.....	136
FIGURA 10.12 DISTRIBUCIÓN DE NITRATOS EN ACUÍFERO LIBRE.....	136
FIGURA 10.13 MAPA DE RELACIÓN IÓNICA BICARBONATO / CLORURO. MOSTRANDO ZONAS DE RECARGA PREFERENCIAL DONDE LOS VALORES DE LA RELACIÓN SON ALTOS.	138
FIGURA 10.14 DIAGRAMA DE PIPER HILL CON DATOS AGRUPADOS POR SISTEMA CONFINADO.....	140
FIGURA 10.15 MAPA DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DEL SISTEMA CONFINADO A.....	141
FIGURA 10.16 MAPA HIDROGEOQUÍMICO DEL SISTEMA ACUÍFERO CONFINADO "A" Y MUESTRAS DEL SAC D, CON DIAGRAMAS DE STIFF MODIFICADO, EN COLORES SEGÚN CLASIFICACIÓN HIDROGEOQUÍMICA SEGÚN.CUSTODIO.....	142
FIGURA 10.17 MAPA DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DEL SISTEMA CONFINADO B. CON IMAGEN RASTER DE CE.....	143
FIGURA 10.18 MAPA HIDROGEOQUÍMICO DEL SISTEMA ACUÍFERO CONFINADO "B", CON DIAGRAMAS DE STIFF MODIFICADO, EN COLORES SEGÚN CLASIFICACIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL AGUA DE CUSTODIO.	144
CAPÍTULO 11 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	145
FIGURA 11.1 ESQUEMA DE LA FORMACIÓN DEL CARBONO INORGÁNICO DISUELTO EN EL AGUA SUBTERRÁNEA (TOMADO DE MOOK, 2002).	151
FIGURA 11.2 FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO DE ¹³ C Y ACTIVIDAD DE ¹⁴ C EN PARTES DE C MODERNO (PMC).....	152
FIGURA 11.3 ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN DEL ¹⁴ C EN LA NATURALEZA (TOMADO DE MOOK, 2002).....	153
FIGURA 11.4 (IZQ.) DESINTEGRACIÓN DEL ¹⁴ C. (DER.) DISMINUCIÓN DE LA ACTIVIDAD DEL ¹⁴ C CON EL TIEMPO.	154
FIGURA 11.5 DIAGRAMA CONVENCIONAL Δ ² H VS Δ ¹⁸ O, DATOS DE PRECIPITACIÓN DE ESTACIONES DENTRO DEL ÁREA.	158

FIGURA 11.6 DIAGRAMA CONVENCIONAL $\Delta^2\text{H}$ VS $\Delta^{18}\text{O}$, CON DATOS DE PRECIPITACIÓN REGIONALES DE LAS ESTACIONES RÍO CUARTO, LA SUELA, MAR CHIQUITA, CON SUS CORRESPONDIENTES LÍNEAS METEÓRICAS LOCALES.....	159
FIGURA 11.7 VALORES DE ^{18}O POR MES ORDENADOS DE MENOR A MAYOR.....	159
FIGURA 11.8 EXCESO DE DEUTERIO PARA PRECIPITACIONES.....	160
FIGURA 11.9 UBICACIÓN DE MUESTRAS DE AGUAS SUPERFICIALES CON DATOS ISOTÓPICOS.....	161
FIGURA 11.10 DIAGRAMA DE DISPERSIÓN $\Delta^2\text{H}$ VS. $\Delta^{18}\text{O}$ DE RÍO XANAES Y SU RECTA DE EVAPORACIÓN.....	163
FIGURA 11.11 DIAGRAMA DE DISPERSIÓN $\Delta^2\text{H}$ VS. $\Delta^{18}\text{O}$ DE RÍO SUQUÍA Y SU RECTA DE EVAPORACIÓN.....	163
FIGURA 11.12 DIAGRAMA DE DISPERSIÓN $\Delta^2\text{H}$ VS. $\Delta^{18}\text{O}$ DE LOS CUERPOS DE AGUA SUPERFICIALES.....	164
FIGURA 11.13 VALORES DE $\delta^{18}\text{O}$ VS. CE ORDENADOS SEGÚN LA DIRECCIÓN DE FLUJO. ARRIBA RÍO XANAES, ABAJO RÍO SUQUÍA.....	165
FIGURA 11.14 VALORES DE ^{18}O VS CE ORDENADOS SEGÚN LA DIRECCIÓN DE FLUJO DEL ACUÍFERO LIBRE.....	167
FIGURA 11.15 UBICACIÓN DE MUESTRAS CON DATOS DE ISÓTOPOS DEL ACUÍFERO LIBRE.....	167
FIGURA 11.16 DIAGRAMA $\Delta^2\text{H}$ VS. $\Delta^{18}\text{O}$ PARA EL ACUÍFERO LIBRE.....	168
FIGURA 11.17 , DIAGRAMA $\Delta^{18}\text{O}$ VS $\Delta^2\text{H}$ PARA LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	170
FIGURA 11.18 VALORES DE ^{18}O VS CE ORDENADOS SEGÚN LA DIRECCIÓN DE FLUJO DE LOS SAC A Y B.....	171
FIGURA 11.19 MAPA DE UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS TOMADAS DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	171
FIGURA 11.20 DIAGRAMAS DE CAJAS MOSTRANDO LOS VALORES DE "D" DE LOS DIFERENTES SAC.....	172
FIGURA 11.21 DIAGRAMA $\Delta^{18}\text{O}$ VS $\Delta^2\text{H}$ PARA LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS, ACUÍFERO LIBRE, MUESTRAS DE AGUA SUPERFICIAL Y DE PRECIPITACIÓN.....	172
FIGURA 11.22 FOTOGRAFÍA TOMADA SOBRE LA MARGEN SUR DE MAR CHIQUITA.(POR: BY ROBERTOG HTTP://WWW.PANORAMIO.COM).....	173
CAPÍTULO 12 EDAD DEL AGUA.....	174
FIGURA 12.1 EDAD Y TIEMPO DE RESIDENCIA DEL AGUA SUBTERRÁNEA (TOMADO DE KAZEMI ET AL., 2006).....	174
FIGURA 12.2 DIAGRAMAS DE CAJAS MOSTRANDO LOS VALORES DE $\Delta^{18}\text{O}$, $\Delta^2\text{H}$, DE LOS DIFERENTES SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	178
FIGURA 12.3 MAPA DE UBICACIÓN DE MUESTRAS DE ^{14}C TOMADAS DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS.....	179
FIGURA 12.4 ÚLTIMO CICLO GLACIAL SEGÚN LA TEMPERATURA DE VERANO DEL AGUA SUPERFICIAL EN EL ATLÁNTICO A 53ºN, ESTIMADO A PARTIR DE LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS. SE SEÑALAN LOS ESTADIOS ISOTÓPICOS MARINOS (MIS) Y EL ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL. DESTACANDO LAS EDADES OBTENIDAS PARA LOS DIFERENTES SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	181
FIGURA 12.5 BLOCK DIAGRAMA DEL MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS, ABARCANDO LAS SIERRAS DE CÓRDOBA, MOSTRANDO LOS VALORES DE EDADES OBTENIDAS.....	183
CAPÍTULO 13 CONCLUSIONES.....	185
CAPÍTULO 14 BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA.....	193

INDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 1	INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 2	MATERIALES Y MÉTODOS	8
CAPÍTULO 3	MARCO GEOLOGICO	18
CAPÍTULO 4	CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA	44
TABLA 4.1	CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	47
CAPÍTULO 5	HIDROMETEOROLOGÍA	63
TABLA 5.1	CON LA SERIES DE TEMPERATURA RECOPIADAS	66
TABLA 5.2	SERIES DE PRECIPITACIÓN RECOPIADAS PARA EL ÁREA DE ESTUDIO	66
TABLA 5.3	MEDIA ARITMÉTICA	69
TABLA 5.4	: CÁLCULO DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL THORNTHWAITTE Y MATHER (1955), SERIE “INTA MANFREDI”	74
TABLA 5.5	BALANCE HÍDRICO MODULAR (THORNTHWAITTE Y MATHER, 1955). SERIE “INTA MANFREDI” PERÍODO 1931-2011	75
CAPÍTULO 6	HIDROLOGÍA SUPERFICIAL	79
CAPÍTULO 7	USO ACTUAL DEL TERRITORIO	86
TABLA 7.1	CÁLCULO DE VOLUMEN DE EXTRACCIÓN AGUA SUBTERRÁNEA DIFERENCIADO POR MOLINOS, BOMBAS, PARA CONSUMO HUMANO Y RIEGO	91
CAPÍTULO 8	HIDROLITOLOGÍA E HIDROESTRATIGRAFIA	93
TABLA 8.1	VALORES DE K SEGÚN EL TIPO DE MATERIAL. FUENTE: CUSTODIO Y LLAMAS (1983)	93
TABLA 8.2	POROSIDADES TOTALES Y EFICACES DE DIVERSOS MATERIALES. FUENTE: CUSTODIO Y LLAMAS (1983)	93
TABLA 8.3	VALORES DE POROSIDAD EN ACUÍFEROS. FUENTE: BRASSINGTON (2007)	93
TABLA 8.4	VALORES DE CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA. FUENTE: BRASSINGTON (2007)	93
TABLA 8.5	RESUMEN DE VALORES DE PARÁMETROS CARACTERÍSTICOS DE LOS SISTEMAS ACUÍFEROS CONFINADOS	103
CAPÍTULO 9	HIDRODINÁMICA SUBTERRÁNEA	107
TABLA 9.1	TABLA CON DATOS DEL CÁLCULO DE RECARGA DE TODO EL REGISTRO DISPONIBLE	119
TABLA 9.2	TABLA CON DATOS DEL CÁLCULO DE RECARGA DE UN AÑO HIDROLÓGICO	121
CAPÍTULO 10	HIDROGEOQUÍMICA	122
TABLA 10.1	RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS FÍSICO-QUÍMICOS DE MUESTRAS SUPERFICIALES	123
TABLA 10.2	ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS DE DATOS HIDROQUÍMICOS DEL ACUÍFERO FREÁTICO	126
TABLA 10.3	DATOS PROPIOS DE ANÁLISIS FÍSICO-QUÍMICOS DE AGUA DE LLUVIA RECOLECTADA MENSUALMENTE	133
TABLA 10.4	ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS DEL SISTEMA ACUÍFERO CONFINADO B	139
TABLA 10.5	ESTADÍSTICOS DESCRIPTIVOS DEL SISTEMA ACUÍFERO CONFINADO A	139
CAPÍTULO 11	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	145
TABLA 11.1	DATOS Y UBICACIÓN DE MUESTRAS DE ISÓTOPOS SUPERFICIALES	162
TABLA 11.2	VALORES DE $\Delta^{18}\text{O}$, $\Delta^2\text{H}$, Y “D” DEL ACUÍFERO LIBRE	166
TABLA 11.3	VALORES DE $\Delta^{18}\text{O}$, $\Delta^2\text{H}$, Y “D” DE LOS SAC	169
CAPÍTULO 12	EDAD DEL AGUA	174
TABLA 12.1	CÁLCULO DE CORRECCIÓN DE EDAD PARA LOS DATOS DEL CAAAS, (1973)	180
TABLA 12.2	CÁLCULO DE CORRECCIÓN DE EDAD PARA LOS DATOS DE ESTA TESIS	180
CAPÍTULO 13	CONCLUSIONES	185
CAPÍTULO 14	BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA	193



PREFACIO

La presente investigación ha sido realizada durante el período 2011-2018 y se presenta como requisito para obtener el grado de Doctorado en Ciencias Geológicas según las disposiciones vigentes en la Carrera de Posgrado de la Facultad de Ciencias Exactas, Físico-Químicas y Naturales de la Universidad Nacional de Río Cuarto (UNRC).

Para su desarrollo se utilizó las infraestructuras del Dpto. de Geología de la UNRC como del Dpto. de Geología Aplicada de la escuela de geología de la Universidad Nacional de Córdoba (UNC) y del Laboratorio de Isótopos Estables del INGEIS (Instituto de Geocronología y Geología Isotópica). Fue subsidiada desde el 2011 hasta 2013 por FONCyT y MINCyT Córdoba, en el marco del proyecto PID 35/08 Aguas Subterráneas, durante el cual se obtuvo la totalidad de los datos de la presente tesis. Posteriormente se utilizaron tanto recursos propios como el apoyo de la Secretaría de Recursos Hídricos de Córdoba.



RESUMEN

El agua subterránea es el principal insumo de todas las actividades sociales y productivas que se desarrollan en Córdoba, generando condicionamientos en el uso del territorio en función de su disponibilidad y calidad, por lo que es necesario llegar a un conocimiento más acabado del funcionamiento hidrológico, tomando al ser humano como parte del mismo, y de esta manera generar políticas de desarrollo sustentables. El objetivo de esta investigación es construir el modelo de funcionamiento geohidrológico ambiental (hidrodinámico, geoquímico e isotópico) de los sistemas acuíferos libre y confinados de las cuencas bajas de los ríos Xanaes y Suquía, para establecer las relaciones hidráulicas e hidroquímicas entre los subsistemas atmosférico, superficial y subterráneo y las posibles influencias antrópicas. Se utilizó metodología geológica-geomorfológica e hidrogeológica convencional, incluyendo el análisis de los isótopos estables (^2H y ^{18}O) y radioactivos (^{14}C). La zona investigada (28.700 km²), forma parte de la provincia geológica Llanura Chaco-Pampeana, y se caracteriza por materiales y geofomas fundamentalmente de origen fluvio-eólico y subordinadamente lacustre-palustre. El acuífero libre es el más importante y utilizado en actividades agrícola-ganaderas, mientras que los sistemas confinados son los utilizados en ámbitos urbanos para abastecimiento público y en el rural principalmente para riego. La sedimentación que dio origen a los diferentes sistemas acuíferos del Noreste de Córdoba está fuertemente relacionada a la paleoactividad fluvial neógeno-cuaternaria, condicionada en gran parte por las estructuras geológicas regionales y por la disponibilidad pluvial en los periodos interglaciares. **El acuífero libre**, de espesor variable de Oeste a Este entre 100 a 50 m respectivamente, se aloja en los sedimentos cuaternarios compuestos tanto de arenas, gravas y conglomerados de origen fluvial (K de 5 a más de 50 m/d), como de limo y limo arenoso de origen eólico, parcialmente cementados por CaCO_3 (K entre 10^{-3} a 1 m/d). Los niveles freáticos varían de Oeste a Este de 50 a 1 m de profundidad respectivamente, la dirección regional de flujo subterráneo es OSO-ENE, los gradientes hidráulicos varían de Oeste a Este de 0,36% a 0,03% respectivamente y el ámbito de descarga hidrológica regional es la laguna de Mar Chiquita. La Conductividad Eléctrica (CE) del agua subterránea muestra una estrecha relación con las unidades geomorfológicas identificadas, así, la zona de abanicos aluviales posee valores de CE bajos (entre 347 y 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) mostrando poco aumento de la CE en sentido de la dirección de flujo. En el sector oriental los valores de CE (entre 3.000 y 14.180 $\mu\text{S}/\text{cm}$) indican una evolución clásica en el sentido del flujo, próximo a la zona de descarga regional, mostrando un cambio de tipo geoquímico del agua de bicarbonatadas y sulfatadas, al Oeste, a cloruradas-sulfatadas, al Este, siempre sódicas. **Los isótopos estables** del agua de precipitación en la llanura muestran promedios ponderados de $\delta^{18}\text{O}=-4,9\%$; $\delta^2\text{H}=-24\%$, mientras que el agua superficial para los sistemas serranos posee composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ promedio= -5,6 ‰ y $\delta^2\text{H}$ promedio=-29 ‰ denotando origen meteórico a partir de masas de aire algo más empobrecidas que las lluvias en la llanura, debido a efecto continental, altitud y disminución de la temperatura. Dentro del área de estudio el agua superficial se encuentra más enriquecida $\delta^{18}\text{O}$ promedio=-4,3 ‰; $\delta^2\text{H}$ promedio= -23‰ respecto a las lluvias locales. Las aguas del río Dulce, Suquía y Xanaes en la llanura, se alinean en una recta de evaporación vinculándose con la laguna Mar Chiquita, denotando el típico proceso de evaporación de sistemas superficiales y su aporte al cuerpo de agua de descarga regional. La composición isotópica del acuífero libre en las sierras y piedemonte presenta valores más empobrecidos que en la llanura ($\delta^{18}\text{O}=-5,4\%$; $\delta^2\text{H}=-27\%$ y "d" promedio de 16 ‰), indicando el fuerte vínculo de aporte de las precipitaciones serranas, mientras que en el área de estudio es de ($\delta^{18}\text{O}=-4,6\%$; $\delta^2\text{H}=-25\%$ y "d" entre 8 y 16 ‰) indicando recarga local. **Los Sistemas Acuíferos Confinados (SAC)** son multicapa, constituidos por lentes areno gravosos (K~1 a 50 m/d) interestratificados con sedimentos más finos, de variable desarrollo lateral y diferentes grados de confinamiento, quedando cada SAC definido por la unidad litoestratigráfica que lo forma: SAC A-Fm. Santiago Temple; SAC B-Fm. Puelche; SAC C-Fm. Paraná y SAC D-Fm. Chaco. El flujo subterráneo **para el SAC A** es en general OSO-ENE con gradientes hidráulicos (0,54- 0,2%) para el sector occidental y una abrupta disminución en el sentido de flujo a valores entre 0.1 y 0.06%. La CE es en general baja (325 a 1.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) mostrando poca evolución geoquímica en sentido de la dirección de flujo, manteniendo su carácter de bicarbonatado en casi toda el área. **El SAC B** muestra una convergencia E-W de flujo en la depresión de tortugas-San Antonio donde la dirección cambia hacia el Norte con gradientes entre 0.11 a 0.04%, llegando a presentar surgencia de 1 a 3 m. Los mayores valores de CE se encuentran en todo el sector oriental del área de estudio, coincidiendo plenamente con la zona Planicie Loésica Oriental, con aguas del tipo cloruradas sódicas, mientras que para el sector occidental del sistema se caracteriza por valores de CE relativamente bajos y aguas del tipo sulfatadas bicarbonatadas – sódicas menos evolucionadas, indicando junto con la dirección de flujo para este sector una recarga lateral desde el SAC A y probablemente relaciones hidráulicas con el acuífero freático que aportarían menos contenido salino. **El SAC D** presenta surgencia de 3 a 25 m, con valores de CE entre 828 y 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en función de la capa captada y aguas del tipo cloruradas y/o sulfatadas Sódicas. En general, los SAC se encuentran más empobrecidos isotópicamente (^2H y ^{18}O) que el acuífero libre, principalmente SAC B y D, y similar a los arroyos de las áreas serrana pedemontanas lo que indicaría recarga en estos sectores y/o en épocas pasadas más frías. El SAC A presenta valores intermedios, pudiendo inferirse posibles relaciones hidráulicas con el acuífero libre en algunos sectores. Las edades obtenidas por métodos hidráulicos son similares a las de ^{14}C para SAC A (3.000 y 13.000 AP) indicando aguas viejas con un incremento en la edad de Oeste a Noreste e interpretadas como recargadas durante periodos fríos holocénicos. Para SAC B (13.400 y 17.000 AP) se asume que pueden corresponder a recargas de la última glaciación mientras que para SAC D (31.300 AP), se trataría de paleoaguas pleistocénicas recargadas durante la Glaciación Würm. El modelo hidrogeológico elaborado permitió aportar a la elaboración de políticas de gestión del recurso y a la generación de buenas prácticas hidrogeológicas, protegiendo los SAC con tasas de renovación muy bajas y determinando zonas hidrogeológicas marginales donde se restringen los permisos de usos de agua subterránea.

ABSTRACT

Groundwater is the main supply to all social and productive activities taking place in Córdoba, conditioning the use of the territory according to its availability and quality. Since then, it is necessary to gain a more holistic knowledge of hydrological functioning, taken into account human activity as part of it, and by this means make sustainable development policies. It is the purpose of this research to create the environmental geohydrological functioning (hydrodynamic, geochemical and isotopic) model of unconfined and confined aquifers of the lower basins of the Xanaes and Suquía rivers, establishing the hydraulic and hydrochemical relationships between the atmospheric, superficial and underground subsystems, and the possible anthropic influences. Conventional geological-geomorphologic and hydrogeological methodology was used, including analysis of stable (^2H y ^{18}O) and radioactive (^{14}C) isotopes. The area (28,700 km²) under research is part of the Chaco-Pampean plain geological province. This area is fundamentally characterized by materials and geofoms of aeolian and alluvial origin, and of lacustrine-marsh origin at a subordinate level. While the unconfined aquifer is the most important and is used in agricultural-livestock activities, the confined systems are used for public supply in urban areas and for irrigation in rural areas. Sedimentation that gave origin to the different aquifer systems in Northeast of Córdoba is strongly related to the neogene-quaternary fluvial paleoactivity, largely conditioned by the regional geological structures and the pluvial resources during the interglacial periods. **The unconfined aquifer** varies in thickness from 100 to 50 m (West to East) and is lodged in the quaternary sediments made up of sand, gravel and conglomerates of fluvial origin (K: 5 to more than 50 m/d), as well as slime and sandy slime of aeolian origin, partially cemented by CaCO_3 (K: 10^{-3} to 1 m/d). Phreatic depth levels vary 50 to 1 m West-East, underground flow is in the WSW-ENE direction. Hydraulic gradients vary 0.36% to 0.03% West-East. Regional hydrological discharge is the Mar Chiquita Lake. Groundwater electrical conductivity shows a close relationship with the geomorphological units identified, thus, the alluvial fan zone has low values of electrical conductivity (between 347 and 1,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) showing little increase in electrical conductivity in the flow direction. In the eastern sector, electrical conductivity values (between 3,000 and 14,180 $\mu\text{S}/\text{cm}$) indicate a typical evolution in the flow direction. Close to the regional discharge zone, there's a change in the geochemical type from bicarbonated and sulfated water to sulphated chlorides (West) always sodium (East). Isotope composition in rain water is $\delta^{18}\text{O}=-4.9\text{‰}$ and $\delta^2\text{H}=-24\text{‰}$ average, while in surface water of mountain systems is $\delta^{18}\text{O}=-5.6\text{‰}$ and $\delta^2\text{H}=-29\text{‰}$ average. The latter denotes meteoric origin from air masses somewhat more impoverished than rainfall in the plain, due to continental effect, altitude and temperature decrease. Within the study area, surface water is more enriched $\delta^{18}\text{O}=-4.3\text{‰}$ and $\delta^2\text{H}=-23\text{‰}$ average compared to local rainfall water. Waters of the Dulce, Suquía and Xanaes rivers in the plain are aligned in an evaporation line linked to the Mar Chiquita Lake, showing the typical process of evaporation of surface systems and their contribution to the body of regional discharge water. Isotopic composition in the unconfined aquifer in the hills and foothills presents more impoverished values than in the plain ($\delta^{18}\text{O}=-5.4\text{‰}$; $\delta^2\text{H}=-27\text{‰}$ "d"=16 ‰ average) showing the strong link to hill rainfall contribution, while in the study area it is of $\delta^{18}\text{O}=-4.6\text{‰}$; $\delta^2\text{H}=-25\text{‰}$ y "d"=8 to 16 ‰ associated with local recharge. **The confined aquifer systems (CAS)** are multilayered and formed by thin sand-gravel lenses (K: ~1 to 50 m/d) interbedded with finer sediments of variable lateral development and different degrees of confinement, leaving each CAS defined by the lithostratigraphic unit that forms it: CAS A-Fm. Santiago Temple; CAS B-Fm. Puelche; CAS C-Fm. Paraná y CAS D-Fm. Chaco. **CAS A** groundwater flow is WSW to ENE with varying hydraulic gradients (0.54- 0.2%) in the West sector and a sudden decrease in the flow direction to values between 0.1 and 0.06%. EC is generally low (325 to 1,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$) showing little geochemical evolution in the flow direction, maintaining its bicarbonate characteristic in almost the entire area. **CAS B** shows an E-W convergence of flow in the Tortugas-San Antonio hollow where the direction changes towards the North with gradients between 0.11 to 0.04%, showing artesian of up to 1 to 3 m. The highest EC values are found throughout the Eastern sector of the study area, fully coinciding with the Eastern Loessian Plain area, with sodium chloride-type waters, while the Western sector of the system is characterized by relatively low EC values and less evolved bicarbonated sulphate-sodium waters, indicating along with the direction of flow for this sector a lateral recharge from CAS A and probably hydraulic relations to the aquifer that would provide less saline content. **CAS D** shows artesian 3 to 25 m, with EC values between 828 and 3,000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ depending on the captured layer and waters of the chlorinated and/or sulphated sodium type. Generally, CASs are more isotopically impoverished (^2H y ^{18}O) than the unconfined aquifer, mainly CAS B y D, similar to the streams of hill and perimontains and montains areas, which would indicate recharge in these sectors and/or in colder times. SAC A shows intermediate values, because of which hydraulic relations with the unconfined aquifer in some areas could be inferred. Ages obtained by hydraulic methods are similar to those of ^{14}C for CAS A (3,000 and 13,000 BP) indicating old waters with an increase in age from West to Northeast which is interpreted as recharge during cold Holocene periods. In CAS B (13,400 and 17,000 BP) it is assumed that it belongs to recharges of the last glaciation while CAS D (31,300 BP) presents paleowaters that could have been recharged during the Pleistocene (Würm Glaciation). The created hydrogeological model allowed to contribute to the making of resource management policies and to introduce good hydrogeological practices -protecting CASs with very low renewal rates and determining marginal hydrogeological zones where groundwater use permits are restricted.



CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 FUNDAMENTACIÓN DEL ESTUDIO

De acuerdo al Programa Hidrológico Internacional (PHI) la ciencia hidrológica debe desarrollarse de manera tal de dar asesoramiento pertinente a las políticas hídricas, procurar educación y creación de capacidades que respondan a las necesidades en aumento del desarrollo sostenible y ofrecer herramientas de evaluación y gestión de los recursos hídricos para lograr la sostenibilidad ambiental (PHI VIII, 2008-2013). Es conocido que el agua es de fundamental importancia para la Tierra ya que es la base primordial para todas las formas de vida y el agente modificador más importante del Planeta. Además, si bien el agua es el líquido más abundante en la Tierra y se considera un recurso natural renovable, dada la dinámica del ciclo hidrológico, ha quedado demostrado por numerosos estudios que es finito a escala humana en algunos ambientes hidrológicos (por ejemplo, acuíferos confinados o profundos en zonas áridas), debido a que los tiempos de renovación pueden ser de varios miles de años (Kazemi et al., 2006, Cabrera, 2009, Maldonado et al., 2018, entre otros).

Desde una visión antropocéntrica el agua cumple tres funciones principales, fuente de recursos, soporte de actividades y sumidero de residuos (ELANEM, 2000; Cantú et al., 2008). Sin embargo, no toda el agua del planeta se encuentra disponible para el uso y consumo por parte del ser humano a lo que se suma el hecho de que las reservas de agua dulce se encuentran en la actualidad disminuidas en muchos lugares, debido a que la demanda excede el abastecimiento, como consecuencia del aumento de la población y el avance de los procesos industriales y agrícola-ganaderos que requieren cada vez más mayores cantidades de agua de buena calidad. En numerosos casos se suma la disminución de la reserva de agua debido a contaminación por diversas actividades humanas (Edmunds and Shand, 2008, Blarasin et al., 2008, 2012).

En este marco, el agua subterránea, de gran importancia por lo que representa en los porcentajes de distribución de reservorios de agua dulce, requiere de estudios cada vez más integrales, con especial atención a su dinámica y calidad que permitan definir modelos de funcionamiento hidrogeológicos más acabados. Para ello, es necesario el uso de diversas herramientas (geológicas, geomorfológicas, hidroestratigráficas, hidrodinámicas, hidroquímicas, isotópicas y de modelación) que permitan la convergencia de evidencias para comprender las posibles entradas, salidas e interrelaciones entre las variables que componen el sistema bajo análisis de manera de sentar las bases para el correcto uso, manejo y protección de los recursos hídricos (Hernández et al., 2002; Tujchneider y Tineo, 2002; Blarasin, 2003, Dapeña, 2008, Cabrera, 2009. Matteoda et al., 2007).

La hidrogeoquímica como ciencia que trata sobre la distribución, concentración y evolución espacio-temporal de los elementos químicos resultantes de la interacción agua - medio sólido - gaseoso u otro fluido en un sistema hidrológico se convierte en un instrumento importante para la elaboración de modelos de funcionamiento hidrogeológico (Custodio, 1993). A su vez, mención especial merecen los estudios isotópicos, parte constitutiva y complementaria de la hidrogeoquímica y de sumo interés en la elaboración de modelos hidrogeológicos, ya que los isótopos estables del agua (^{18}O y ^2H) son excelentes trazadores naturales debido a que las moléculas que los contienen son más pesadas y poseen un comportamiento característico en el ciclo hidrológico. Los elementos disueltos y los isótopos del agua, permiten tener información sobre la renovación del agua en los acuíferos (recarga), identificación de aguas antiguas (origen y edad), interconexiones hidráulicas entre varios acuíferos, mezcla de aguas de origen diferente, interacciones rocas- CO_2 , hidrodinámica de los acuíferos (flujos y edad), disolución de evaporitas, intrusión de aguas marinas en acuíferos costeros, vulnerabilidad de los acuíferos a la contaminación (origen y circulación de los contaminantes) e identificación de las aguas termo-minerales (Craig, 1961a,b; Gonfiantini, 1978; Panarello y Parica, 1984; Custodio, 1993;

Gat et al., 1996; Mook, 2001; Dapeña y Panarello, 2002; Dapeña et al., 2002; Dapeña y Panarello, 2004; Gibson et al., 2005; Custodio, 2005; Dapeña y Panarello, 2005; Panarello et al., 2005; Martínez et al., 2006; Martínez et al., 2007; Dapeña y Panarello, 2007; Quiroz Londoño et al., 2008; Quiroz Londoño, 2009; Cabrera, 2009, Cabrera et al., 2010). Las investigaciones de isótopos radiactivos ^3H y ^{14}C son herramientas utilizadas para evaluar aguas de recarga, tiempo de residencia del agua en los reservorios subterráneos y velocidad de flujo (Dapeña et al., 2002; Dapeña y Panarello, 2004; Kazemi et al., 2006; Dapeña, 2008, Quiroz Londoño, 2009; Cabrera, 2009).

1.2 ANÁLISIS DE ANTECEDENTES DE ESTUDIOS HIDROGEOLÓGICOS, HIDROGEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

Entre la bibliografía clásica internacional que trata sobre los principios básicos de la química y de la relación con los minerales con los que el agua subterránea está en contacto merecen citarse Garrels y Christ (1965); Stumm y Morgan (1981); Drever (1982), Nordstrom y Muñoz (1986), Drever (2002) y Edmunds y Shand, (2008). La aplicación a las aguas subterráneas ha sido desarrollada por Schoeller (1956, 1962); Davis y De Wiest (1971); Hem (1970, 1992); Freeze y Cherry (1979); Matthes y Harvey (1982); Custodio y Llamas (1983) y Domenico y Schwartz, (1990). En los últimos años, trabajos muy importantes suman a esta temática, aspectos relacionados a la modelación numérica de la calidad del agua subterránea (Parkhurst et al., 1980; Plummer et al., 1991; Appelo y Postma, 1996; Deustch, 1997; Parkhurst y Appelo, 1999; Thangarajan, 2007; Merckel and Planer-Friedrich, 2008).

El tratamiento de datos hidrogeoquímicos procedentes de acuíferos en nuestro país ha sido realizado por numerosos autores y la lista a enumerar excedería el objetivo de este apartado, sin embargo es de importancia mencionar que se ha incursionado en el estudio estadístico uni y multivariado y análisis geoestadístico general de datos hidroquímicos, técnicas muy útiles para apoyar los estudios convencionales (González y Hernández, 1988; Frontera y Rubiolo, 1992; Frontera y Pasig, 1993; Ussunof, 1994; Albouy y Bonorino, 1995; Paris et al., 1997; Blarasin et al., 2003; Blarasin et al., 2005; Cabrera et al., 2005; Matteoda et al., 2007; Blarasin et al., 2008; entre otros). La modelación geoquímica, herramienta más actual para el estudio de procesos de mezcla de aguas o procesos de evolución geoquímica según líneas de flujo ha sido puesta en práctica por Rossi (1996); Bocanegra (1994); Martínez et al. (1995); Bocanegra et al. (2002); Quiroz Londoño (2009); Cabrera et al. (2009), Matteoda, (2013), Giuliano Albo, (2013); Becher Quinodoz (2014) entre otros. Entre los estudios geoquímicos y ambientales mediante el uso de indicadores y relaciones con el fondo natural de la calidad de agua pueden citarse a Manzano et al., 2003, Blarasin et al., 2006, Blarasin et al., 2008 y 2012 entre otros.

Con referencia a las técnicas isotópicas ambientales algunos textos clásicos son Fritz y Fontes (1980); Gat y Gonfiantini (1981); Mook (2001); Aggarwal et al. (2005). En 1961, Craig estableció una correlación entre la composición isotópica del Hidrógeno y Oxígeno en precipitaciones que obedece a una relación lineal conocida como recta meteórica. Dansgaard (1964) establece que la composición isotópica media anual de las aguas meteóricas responde a la temperatura del aire, a la latitud, a la altitud y a la continentalidad. En 1967, Gat y Tzur demostraron que la composición isotópica del agua subterránea en climas templados refleja con buena aproximación la composición isotópica del promedio de la precipitación de una localidad. El fraccionamiento de los isótopos estables de diferentes elementos ha sido presentado por varios autores entre los que merecen citarse Craig et al. (1964), Valley et al. (1986), Taylor et al. (1991), Hoefs (1997), Clark y Fritz (1997), Criss (1999), Valley y Cole (2001), Aggarwal et al. (2005) y Gat (2005) y Clark (2015). Las aplicaciones del fraccionamiento a los estudios de procesos ambientales fueron editadas en dos libros clásicos por

Fritz y Fontes (1980, 1986). Sracek e Hirata (2002), explican las tendencias geoquímicas y de isótopos estables en la unidad brasilera del acuífero Guaraní; Mendonça et al. (2002) estudiaron la relación entre el agua superficial y los acuíferos en el Noreste Brasileiro; entre otros. Además, merece citarse a Fontes (1983), Rozanski et al. (1991), Goode (1996), Clark and Fritz (1997), Etcheverry and Perrochet (2000), Bethke and Johnson (2002), Michel (2005), Plummer (2005), Kazemi et al. (2006), y Maldonado et al., (2016 y 2018) quienes han trabajado con los conceptos de edad, tiempos de residencia y datación de aguas subterráneas, utilizando los radioisótopos ^{14}C y ^3H .

En el país, la mayor parte de los trabajos abordados con herramientas isotópicas han contado con la participación del INGEIS. Así, Panarello y Parica (1984) muestran la aplicación de los estudios del isótopo ^{18}O en Hidrogeología y Geología; Panarello y Albero (1984) realizan análisis de ^3H , ^{18}O y ^2H en aguas de lluvias en Buenos Aires; Panarello y Sierra (1987) realizan una investigación hidrogeoquímica e isotópica de un sistema geotermal en Salta y Jujuy; Albero et al. (1987) ofrecen evidencias isotópicas en la definición del origen del agua subterránea en el valle de Tulum, San Juan; Levin et al. (1987) aplican técnicas isotópicas e hidrogeoquímicas para el análisis de la recarga y flujos subsuperficiales en Comodoro Rivadavia, Chubut; Levin et al. (1988) usa isótopos ambientales en el estudio hidrogeológico del sector costero de Buenos Aires y Levin et al. (1988) muestran las aplicaciones de técnicas isotópicas e hidrogeoquímicas en estudios hidrogeológicos en Mar Chiquita, Buenos Aires. Panarello et al. (1992) aplican estudios isotópicos e hidrogeoquímicos en el campo geotermal en Neuquén; Panarello y Auge (1992) estudian la aptitud del recurso hídrico en la zona de La Plata y Panarello et al. (1993) realizan una investigación isotópica del agua subterránea y el origen de la contaminación de los acuíferos en una cuenca de Mendoza. En la cuenca de Bahía Blanca, Bonorino et al. (1989), Bonorino (1988, 1994 y 2005) por medio de estudios geoquímicos e isotópicos ambientales determinan origen y área de recarga del sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca; Tujchneider et al. (1994) realizan una investigación geoquímica e isotópica en las aguas subterráneas de Entre Ríos de manera de precisar el origen y la incidencia de la recarga autóctona; Dapeña et al. (2002) efectúan una investigación de isótopos ambientales para el estudio del origen del agua y mecanismos de recarga en el acuífero del valle Argentino en La Pampa y Dapeña y Panarello (2003) muestran la composición isotópica del agua de lluvia de Buenos Aires y destacan la importancia del mantenimiento operativo de la Red Nacional de Colectores de Argentina así como el aumento en el número de estaciones en distintas latitudes y altitudes del país. En Gral. Pico - Dorila, provincia de La Pampa, Mariño et al. (2005) realizan una caracterización isotópica preliminar del área. En la cuenca del río Quequén Grande, provincia de Buenos Aires, Martínez et al. (2006, 2007) efectúan el estudio de la relación agua subterránea - agua superficial. En Gualeguaychú (Entre Ríos) y en Mar del Plata, Panarello et al. (2005) y Martínez et al. (2005) efectúan la caracterización y seguimiento de los rellenos sanitarios municipales y en la isla Decepción (Antártida), Parica et al. (1990) y Dapeña et al. (2005), realizan la caracterización isotópica del agua. En 2007, Dapeña y Panarello aplican técnicas isotópicas para el estudio de sistemas hidrogeológicos pampeanos. En Caleta Olivia (Santa Cruz) Hernández et al. (2008), en Cacheuta (Mendoza), Hernández et al. (2009) realizan el estudio de la génesis de aguas salinas y Quiroz Londoño (2009) en cuencas de la llanura interserrana bonaerense. Martínez et al. (2009) realizan determinaciones de la edad del agua para el acuífero Pampeano, en la cuenca del Río Quequén Grande. Martínez et al. (2016) determinan la distribución del tiempo de residencia para el acuífero libre y semiconfinado de la región pampeana. Merece destacarse que Dapeña et al. (1995) realizan por primera vez un estudio isotópico en Córdoba, específicamente en la región de la laguna Mar Chiquita. Por otro lado, sobresale la tesis doctoral de Dapeña (2008) por tratarse de una íntegra recopilación y análisis detallado de la historia de estudios isotópicos realizados en el país.

En la década del '60 el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA), en cooperación con la Organización Meteorológica Mundial (OMM), estableció una red mundial de estaciones para la colección de muestras mensuales de precipitación (Global Network for isotopes in Precipitation

(GNIP), con objeto de determinar la composición isotópica. Este banco de datos pionero se utiliza en la actualidad como base para las investigaciones que conducen a una mayor comprensión de los ciclos dinámicos terrestres que guían la renovación y el establecimiento de los recursos hídricos y recientemente se lo emplea en el estudio de la evolución térmica ambiental moderna y la paleoclimatología en general (Panarello et al., 1998). El Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) integra esta red desde 1978, y estableció una Red Nacional de Colectores de Isótopos en Precipitaciones (RNC) cuya principal función es evaluar la distribución espacial y temporal del contenido isotópico de las aguas de lluvia y su dependencia con los parámetros meteorológicos (Dapeña y Panarello, 2002, Dapeña et al, 2010).

En la provincia de Córdoba, merecen citarse algunas investigaciones hidrogeológicas regionales básicas, entre las que debe destacarse la realizada entre los años 1969 – 1973 en el marco del Convenio Argentino – Alemán de aguas subterráneas (C.A.A.A.S.) *que toma justamente gran parte del área elegida para esta tesis*. El estudio de los alemanes fue pionero y muchos cometidos prácticos en el Noreste de la provincia se basaron en el mismo. En el presente proyecto se pretende avanzar sobre esa base, mejorando la información que permita establecer relaciones hidráulicas, químicas e isotópicas entre acuíferos. Se menciona además el estudio detallado del año 1985 de Franklin Consult sobre el aprovechamiento de excedentes hídricos en el Sur de Córdoba, la investigación de la ex DPH (Dirección Provincial de Hidráulica) sobre calidad de agua para riego (Moyano y Leynaud, 1992), el estudio de profundidad del nivel freático en algunas localidades de los Departamentos Roque Saénz Peña y General Roca (Estruch et al., 1998) y el balance hídrico y su vinculación con la evolución de niveles freáticos para Laboulaye y alrededores (Giacosa y Paoli, 2001). Además, merece señalarse el estudio hidrogeológico de acuíferos profundos realizado por Renz (1993) en el centro de la provincia de Córdoba. También, se han realizado numerosos estudios que contemplan la determinación de aspectos hidrogeológicos generales y ambientales entre los que pueden citarse, Frontera, 1983; Blarasin, 1984; Frontera, 1986, Frontera, 1987; Frontera, 1995; Frontera, 1997; Blarasin et al., 1995, 1996, 1999, 2001a, 2002 y 2008; Cabrera y Blarasin, 1997a, 1997b, 1999, 2000 y 2001; Blarasin et al., 1998, 2000 y 2001; Frontera y Bonavía, 1998; Blarasin y Cabrera, 2001; Frontera, 2001; Cabrera et al., 2003; Blarasin, 2003; Frontera y Cacciagioni, 2006; Blarasin et al., 2005, 2006 y 2008; Frontera y Casella, 2007 y Frontera y Ontivero, 2007. Entre ellas merecen destacarse la tesis doctoral de Cabrera (2009) quien aplica por primera vez el análisis isotópico (^2H , ^{18}O y ^3H) en el Sur de Córdoba, como complemento de las técnicas hidrogeoquímicas básicas en el modelo hidrogeológico de los sistemas de acuíferos de la región. Giuliano Albo (2013) realiza la caracterización isotópica del acuífero libre en el pedemonte de la Sierra de Comechingones y usa isótopos del nitrato para evaluar contaminación, mientras que aspectos isotópicos vinculados con recarga y edad de aguas subterráneas usando isótopos estables y radioactivos fueron estudiados por Maldonado (2014) y Maldonado et al. (2016 y 2018).

1.3 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona elegida para la investigación, de aproximadamente 28.700 km², forma parte de la provincia geológica “Llanura Chaco-Pampeana” (Figura 1). Incluye a las cuencas medias y bajas de los ríos Xanaes (Segundo) y Suquía (Primero), que tienen como ámbito de descarga hidrológica a la laguna de Mar Chiquita (Mar de Ansenúza), y cubren el área Noreste de la provincia de Córdoba, al Norte del río Tercero (Dptos. Río Primero, Río Segundo, San Justo y parte de Tulumba). Si bien no es una cuenca hidrológica, unidad de estudio típica, ha sido seleccionada para dar cumplimiento a parte de los estudios de aguas subterráneas que se llevaron a cabo en el proyecto PID 35/08 (Foncyt –Mincyt Córdoba) que financió parcialmente el presente doctorado. Efectivamente, esta gran zona se abastece en gran parte con aguas subterráneas para las diferentes actividades humanas (Frontera y

Leynaud, 1991; Frontera y Pasig, 1993; Blarasin et al., 2014). En el sector más oriental, en la ciudad de San Francisco, se destaca el aporte de agua subterránea que llega con un acueducto procedente del río Tercero, inaugurado en 1948, después de numerosos casos de epidemias que se agravaron por la falta de agua (Navarro, 2010).

UBICACIÓN ÁREA DE ESTUDIO

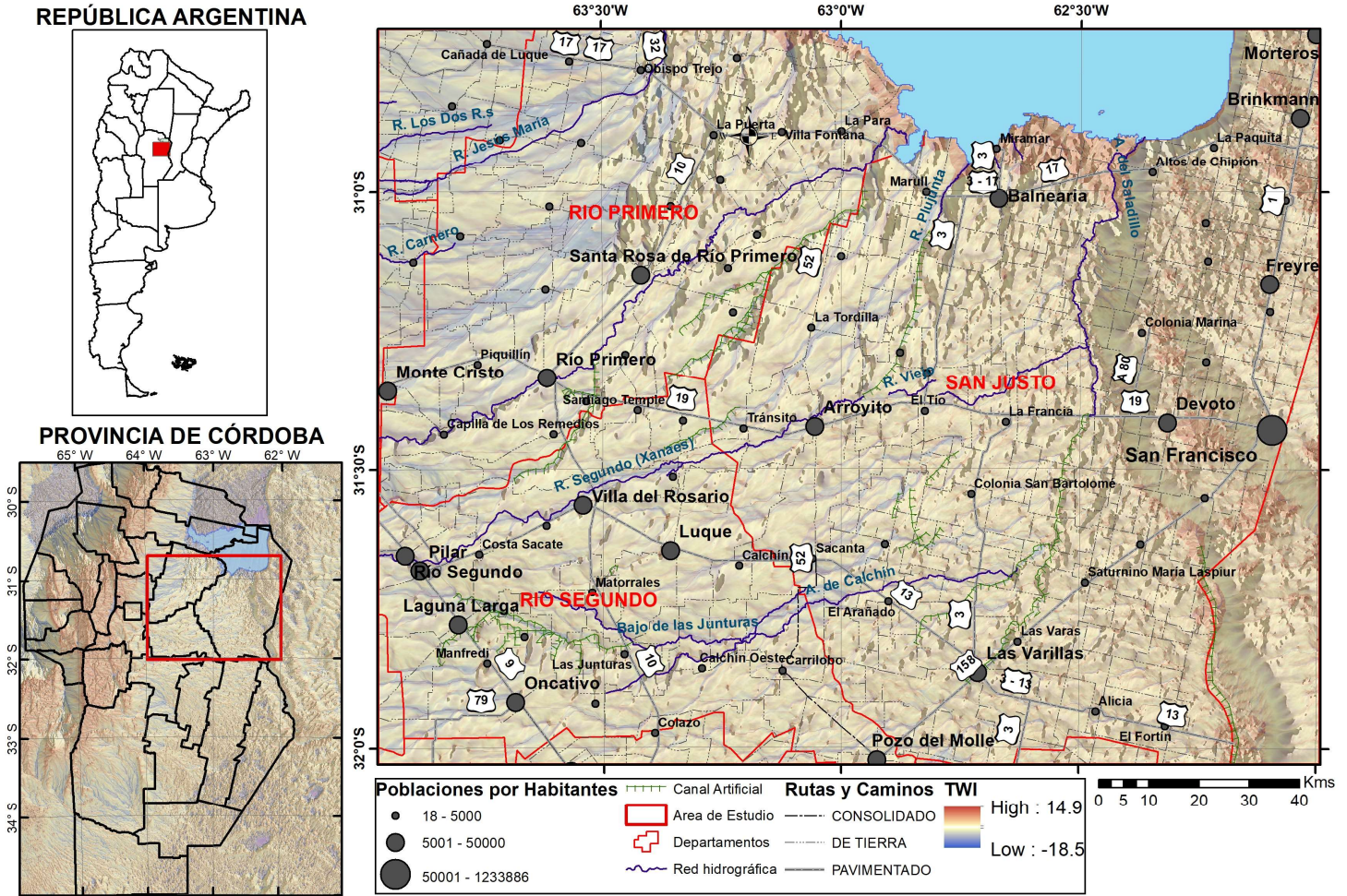


Figura 1.1, Ubicación área de estudio

Desde fines del siglo XIX esta región se caracteriza por el desarrollo de actividades agropecuarias, pero desde 1950 la presión de uso del territorio fue creciendo notoriamente con el aumento de la mecanización y el empleo de agroquímicos. En las últimas décadas, se registran en la provincia procesos de concentración de tierras, aumento del tamaño de las parcelas de cultivos, desplazamiento de cereales por oleaginosas (soja) y despoblamiento rural (Blarasin et al., 2005). Simultáneamente con el propósito de sostener y expandir las áreas agrícolas, desde la década del '50 se vienen llevando a cabo intervenciones directas en la red de drenaje y humedales que incluyen trasvases y canalizaciones. En la región, se hace además un uso intensivo de diferentes niveles acuíferos, en particular el freático, para diferentes usos, especialmente agropecuarios, con importantes consecuencias ambientales (potenciación de la recarga por riego y aumento de contaminación), mientras que los sistemas confinados son sometidos a sobreexplotación y derroche, etc.

Las actividades socio-económicas más importantes que se desarrollan son las agrícolas-ganaderas, las que se abastecen fundamentalmente del acuífero libre, mientras que los recursos confinados son los

utilizados en ámbitos urbanos y en algunas áreas rurales, principalmente para riego. Los antecedentes de la región indican que los sistemas de acuíferos profundos poseen distintos grados de confinamiento (C.A.A.S., 1973 y Blarasin et al., 2014) y presentan en general, aguas de variable calidad. Todos están desarrollados en medios porosos clásticos, fundamentalmente de origen continental (eólico y fluvial).

En los últimos años hubo una explosión de agricultura bajo riego (Barrionuevo et al., 2013; Miranda, 2011) con suelos que tienen una aptitud variable para ser regados (entre clase I a III en el sector occidental y más baja en el sector oriental, INTA, 1997). Este aspecto necesariamente debe ser evaluado, por posibles impactos en las reservas acuíferas y por los retornos de riego y su vinculación con contaminación.

Respecto al acuífero freático, en general, los productores rurales desconocen la calidad del agua que consumen, la cual se encuentra fuertemente afectada, en algunos casos, por las concentraciones de sales disueltas totales, cloruros y sulfatos muy elevadas, en otros, por los altos tenores de Arsénico y Flúor (componente típicos del agua en la llanura Chaco-Pampeana) y en numerosas ocasiones por la presencia de concentraciones importantes de nitratos, cloruros y microorganismos, importantes indicadores de la degradación que el recurso sufre debido al impacto ocasionado por las actividades humanas (Blarasin et al, 2008, 2012).

El análisis hidrogeoquímico y de isótopos ambientales en esta investigación se convertirá en una herramienta de gran utilidad en el diseño del funcionamiento geohidrológico de la región. Esta metodología permitirá aportar evidencias al conocimiento del origen y edad del agua y la vinculación entre los distintos subsistemas del ámbito subterráneo y la de éstos con el arco atmosférico y superficial del ciclo hidrológico, facilitando la definición de pautas de uso y protección de los recursos hídricos.

De acuerdo a la problemática descrita, las hipótesis que se plantean, de diferente jerarquía, son:

1.4 HIPÓTESIS

Hipótesis A: La geología y geomorfología regional definen las principales relaciones hidráulicas entre acuíferos y la de éstos con el agua superficial

Hipótesis B: La sedimentación que dio origen al sistema de acuíferos confinados del Noreste de Córdoba está fuertemente relacionada a la paleoactividad fluvial neógena-cuaternaria, condicionada en gran parte por las estructuras geológicas regionales.

Hipótesis C: La composición química del agua del acuífero freático está fundamentalmente controlada por características litológicas, geomorfológicas, por la recarga local de lluvias y por la relación agua superficial - subterránea.

Hipótesis D: La composición química del agua de los sistemas acuíferos confinados está controlada por características litológicas e hidráulicas y la recarga procedería de aguas meteóricas en áreas serranas y pedemontanas.

Hipótesis E: existen relaciones hidrodinámicas, hidroquímicas e isotópicas complejas entre los sistemas de agua superficiales y subterráneas y entre distintos niveles acuíferos entre sí, que pueden ser dilucidadas con indicadores y trazadores específicos (químicos, isotópicos).

En función de estas hipótesis se plantean los siguientes objetivos:

1.5 OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Construir el modelo de funcionamiento geohidrológico ambiental de los sistema acuífero freático y confinados de las cuencas medias-bajas de los ríos Xanaes y Suquía, definiendo sus profundidades de yacencia, extensión, origen y edad del agua, además de relaciones hidráulicas e hidroquímicas entre subsistemas (atmosférico, superficial y subterráneo) y las posibles influencias antrópicas, aportando pautas para optimizar la planificación y gestión de los recursos hídricos.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Completar, integrar, e interpretar la información geológica-geomorfológica del área, especialmente basada en un modelo digital del terreno, en relación a la dinámica y calidad del agua superficial y subterránea.
- Evaluar y elaborar la información hidrometeorológica para analizar su influencia sobre el funcionamiento de aguas superficiales y subterráneas.
- Definir, en la escala regional, las características hidrogeológicas, hidrodinámicas e hidrogeoquímicas y sus condicionantes.
- Estudiar la relación entre el agua atmosférica, superficial y subterránea, estableciendo origen de la recarga, edad, posible mezcla de aguas de distintos acuíferos y circuitos de flujo del agua subterránea con el apoyo de isótopos ambientales.
- Analizar, con bases estadísticas, las variables químicas indicadoras, especialmente para el acuífero freático, que permitan establecer valores de fondo natural.
- Identificar cambios en la calidad y dinámica del agua superficial y subterránea sobre la base de usos del territorio y otras actividades humanas.

CAPÍTULO 2 MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 METODOLOGIA DE TRABAJO

En la primera etapa se realizaron tareas de recopilación de antecedentes, (bibliográficos, cartográficos, climatológicos, geomorfológicos, hidrológicos, hidrogeológicos y litológicos) del área de estudio a una escala de reconocimiento de 1:1.000.000 utilizando software de GIS (ArcMap) para poder disponer de toda la información en capas georreferenciadas. Para esto se utilizaron las cartas topográficas a escala 1:50.000 procedentes del IGN (Instituto Geográfico Nacional) que conforman el área de estudio, un total de 65, las que se georreferenciaron y en las que se digitalizaron las curvas de nivel con equidistancias de 2,5 m, 5 m y 10m. Con esta información se generó un modelo de elevación digital del terreno, que combinado con las imágenes SRTM de 30 m de resolución se utilizaron para delimitar las unidades geomorfológicas. Además se utilizó Google Earth para digitalizar los cursos, canales y cuerpos de aguas menores, como así también delimitar las fajas, paleofajas fluviales y los principales rasgos geomorfológicos. De la información hidrogeológica recabada se destaca el Convenio Argentino Alemán de Aguas Subterráneas, 1973 (CAAAS, 1973), de la cual se digitalizaron y georreferenciaron 18 Hojas hidrogeológicas a escala 1:100.000, con esta información se generó una base de datos con 4.171 pozos y perforaciones censados para ese trabajo, de los cuales 3.246 corresponden a niveles piezométricos, conductividad eléctrica y análisis físico químicos del acuífero freático y 925 a un sistema acuífero confinado. A partir de esta base de datos se realizaron los mapas de equipotenciales, isoprofundidad e hidroquímicos representando las condiciones hidrogeológicas de los diferentes acuíferos para el año 1973.

Para el análisis geológico y estratigráfico, se contó con cartografía geológica-geomorfológica de base tales como las Cartas Geológicas 3163-I (Jesus María), 3163-III (Córdoba) y 3363-I (Villa María) a escala 1:250.000 que cubren parte del sector occidental del área de estudio, completando el sector Oriental con el mapa geológico Provincial. Se recabó información geológica del área de estudio, de 70 perfiles litológicos profundos correspondientes a Registro Gráficos de Perforación de la Dirección Provincial de Hidráulica (DPH), Secretaría de Recursos Hídricos (SRH) de la Provincia y de una perforación exploratoria profunda (1.040 m) de YPF realizada en la localidad de Santiago Temple. La empresa CorAgua Perforaciones permitió la recolección de recortes de perforación para ser descriptos en esta tesis, además de su correspondiente perfilaje eléctrico (Potencial espontaneo y resistividad corta y larga) cedidos por la empresa UCIS consultores (Figura 2.1). Se contó también con información de perforaciones recabada de trabajos particulares del Geól. Renz y de



Figura 2.1, Izquierda: operación de perfilaje eléctrico en perforación utilizada para la columna "Planicie Loésica Inclinada". Derecha: Recortes de perforación tomados cada metro (300 m de profundidad). Noviembre del 2012

algunos perfiles conseguidos en el propio trabajo de tesis. Sobre la base del tratamiento de toda esta información y utilizando los perfiles geológicos realizados por el CAAAS (1973), se realizó la construcción de columnas estratigráficas y de perfiles O-E del área de estudio, definiendo las principales unidades lito-estratigráficas presentes.

Se realizó una clasificación de las distintas unidades geomorfológicas discriminadas en el área de estudio, utilizando las categorías propuesta de Passotti y Castellanos (1966), Iriondo (1987), y principalmente a Degiovanni et al. (2005). La clasificación tiene un fuerte condicionante genético en todos los niveles y una participación importante de las morfoestructuras en las jerarquías superiores. A campo se relevaron y actualizaron las principales características geomorfológicas definidas, se registraron procesos activos y se levantaron y actualizaron perfiles aflorantes (descritos en barrancas de arroyos, en cárcavas y caminos vecinales profundizados). El análisis en gabinete posterior permitió la elaboración del mapa geológico-geomorfológico del área de trabajo.

Se establecieron características hidrometeorológicas a través del tratamiento estadístico descriptivo de 7 series de temperaturas de aire con las que se realizó el cálculo de la temperatura media anual y el cálculo de la evapotranspiración potencial. Además, se recopilaron 18 series pluviométricas, provenientes de particulares y entes oficiales, 13 de las cuales se encuentran dentro del área de estudio. Los datos del conjunto de estaciones fueron analizados y tratados estadísticamente para la posterior interpretación. Teniendo en cuenta la longitud de las series, indicada en el capítulo correspondiente, se realizó un contraste "Doble Masa" de cada una de las estaciones seleccionadas para el área con una estación tipo. Dado que la observación e interpretación de la información permitió definir un cambio gradual de la precipitación media desde el Oeste al Este, los contrastes se realizaron en dos grupos de estaciones: las occidentales y las orientales. Así, se utilizó como estación tipo (larga y confiable) para el contraste de las occidentales la de Córdoba Observatorio (ubicada unos pocos km al Oeste del límite de zona de trabajo) y la de San Francisco, para las orientales. El objetivo del contraste es comprobar la homogeneidad y consistencia de estas series de datos y así detectar la presencia de errores sistemáticos o puntuales indeseables. Se realizó, además, el análisis de evolución temporal y de distribución areal de las precipitaciones para la zona. Para este último se emplearon los métodos de la media aritmética y de polígonos de Thiessen, en ambos casos se usó para los cálculos el período que todas las series tienen en común que es 1946-2005. Las series recopiladas presentan, en general, longitudes largas, permitiendo a través de las curvas cronológicas de las series "Córdoba Observatorio" (por su cercanía, importancia y gran longitud 1873-2017), "INTA Manfredi" 1931-2017; "Las Varas" 1910-2005 y "Morteros" 1901-2011 realizar el análisis de la evolución temporal en el último siglo. La curva de distribución de promedios mensuales que permite interpretar los cambios de precipitación a lo largo de un año, fue realizada para las diferentes series. A partir de los parámetros meteorológicos (temperatura del aire y precipitaciones), se realizaron cálculos de evapotranspiración real a través de los balances hídricos modulares (Thornthwaite 1948). Se elaboraron además balances hídricos seriados de paso mensual (Ravelo, 1990), utilizándose un valor de agua útil en el suelo de 150 mm, lo que permitió obtener además los excesos y déficit hídricos.

El análisis hidrológico superficial se realizó con el fin de diseñar la red para el relevamiento de campo posterior. Sobre la base del mapa de escurrimientos superficiales se delimitaron las principales cuencas, en el que se marcaron todos los cursos y cuerpos de agua para realizar el relevamiento hidrológico superficial con toma de muestras para sus posteriores análisis físico químicos y de isótopos (^2H y ^{18}O).

Para evaluar el uso actual del territorio se han realizado numerosas recorridas a campo y se ha utilizado información del censo nacional agropecuario (CNA 2002), suministrado por la secretaría de estadísticas de la Provincia de Córdoba. Se debe destacar que no se ha podido utilizar la información del último Censo Nacional Agropecuario (CNA 2008), ya que no ha sido publicada. Los datos del CNA 2002 fueron desagregados por pedanías con el objetivo de poder combinar geoespacialmente esta información, con la recabada para esta tesis utilizando software de SIG. También se han utilizado las capas de coberturas de suelo, ejidos urbanos, límites, red vial, entre otras, publicada por el IGN (<http://www.ign.gob.ar/sig250>). Toda esta información se sintetizó en los mapas de Uso Actual del Territorio y el mapa de Uso de Agua Subterránea por Pedanías. Se agregaron en el escrito las correspondientes consideraciones de uso del territorio verificadas a campo.

Para el análisis de las características hidrolíticas e hidroestratigráficas, se han realizado descripciones e interpretación de recortes de perforación con lupa binocular, y reinterpretaciones de registros gráficos de perforación, teniendo en cuenta las condiciones geológico-geomorfológicas precedentes, además de información hidrogeológica disponible para la zona de estudio, principalmente los del mencionado trabajo de C.A.A.A.S. (1973). Los valores de conductividad hidráulica (K) de las diferentes capas acuíferas se estimaron tomando como antecedentes datos de ensayos de bombeo y aforos obtenidos tanto de registros gráficos de perforación de la Secretaria de Recursos Hídricos de la Prov. De Córdoba (SRH, ex DIPAS), como del C.A.A.A.S. (1973) y teniendo en cuenta valores de K a partir de las tablas de Custodio y Llamas (1983) y de Brassington (2007). Para poder realizar una descripción detallada de las características hidroestratigráficas de la zona de estudio se evaluaron 70 registros gráficos de perforación de la SRH, datos propios recogidos para esta tesis y perfiles geológicos de C.A.A.A.S (1973). Con toda esta información se realizaron 4 columnas hidroestratigráficas tipo lo que permitió definir e interpretar la geometría general y relaciones espaciales de los distintos niveles acuíferos, que representan los más característicos de la región y pertenecen a los ambientes geomorfológicos más representativos, de Oeste a Este: "Planicie Loéssica Inclinada", "Abanicos Aluviales Terminales", "Depresión Tortugas – San Antonio" y "Planicie Oriental Elevada. Las columnas se realizaron a partir de la descripción con lupa binocular de recortes de perforación recolectados para ser descriptos en esta tesis. Con esta se clasificaron materiales en acuíferos, acuitardos y acuicludos, en función de la potencial capacidad de las litologías descriptas para recibir, alojar y transmitir el agua, teniendo en cuenta además la edad de las formaciones geológicas (hidroestratigrafía). Se realizó además un mapa específico de zonas en las que fueron detectados acuíferos.

Para el análisis hidrogeológico se realizó en ocasión de la presente tesis un censo de perforaciones, mediante el establecimiento de una red del inventario de pozos, con una densidad adecuada a la zona

y a la escala de trabajo seleccionada. La red de perforaciones, especialmente para los sistemas confinados quedó definida en función de los datos preexistentes y del grado de acceso a los mismos. El censo hidrogeológico consistió en el relevamiento de las perforaciones existentes, recabándose información vinculada a litologías atravesadas, diseño de pozo (profundidad de captación, filtros, etc.) y carácter hidráulico del acuífero involucrado. Además, se efectuó la medición de los niveles piezométricos (estáticos y eventualmente dinámicos) tanto del acuífero libre como de los confinados, con sonda piezométrica de señal lumínica y sonora (Solinst). En cada pozo se realizó la determinación in situ de parámetros de calidad del agua subterránea (CE, pH, temperatura) con conductivímetro y pHmetro marca Hanna, tomándose muestras para análisis físico-químico y para análisis isotópico. Cada punto censado fue georreferenciado por medio del uso de geoposicionadores satelitales (GPS). De este modo, para el análisis hidrodinámico se adquirieron 200 datos donde se ha logrado la medición de profundidad de nivel estático, de los cuales 115 corresponden al acuífero libre, 31 datos del Sistema Acuífero Confinado "B" (SCA B), 4 del SAC C y 50 datos SAC A y semiconfinado, lo que permitió elaborar el mapa de distribución areal de los distintos sistemas acuíferos profundos y los mapas potenciométricos de cada uno de ellos. Se definieron direcciones de flujo subterráneo, se calcularon gradientes hidráulicos y velocidades de flujo. Para el acuífero libre y los Sistemas Acuíferos Confinados se interpretaron y elaboraron, además, los mapas de isoprofundidad del nivel. Los mapas de potenciales hidráulicos, permitieron definir áreas de recarga y descarga y la relación hidráulica entre los distintos sistemas hidrológicos (arroyos, acuífero libre y confinados). Con el objetivo de realizar una comparación de los niveles piezométricos del acuífero libre y del SAC B obtenidos para esta tesis, con los niveles censados por el C.A.A.S. (1973), se digitalizaron y georeferenciaron 4.170 datos. Con esta información se realizaron mapas de curvas isofreáticas e isoprofundidad para el año 1973, destacándose la calidad del mapa producido dada la gran cantidad de datos (3246 datos del acuífero libre), pudiendo determinar incluso relaciones agua superficial – subterránea. Para poder evaluar la variación de niveles, se realizó una operación de resta celda por celda entre imágenes raster georeferenciadas, generadas al utilizar los métodos de interpolación Kriging e inversa de la distancia ponderada, con los valores de profundidad del nivel freático para el año 1973 y 2013 respectivamente. De esta resta resultó otra imagen raster donde quedan representadas las diferencias de niveles entre los años considerados.

Además, se censaron arroyos, vertientes y acuífero libre del ámbito serrano y periserrano, de las cuencas de aporte directo al área estudiada (sierras Chicas de Córdoba y Sierras Grandes), con el fin de corroborar, principalmente a través de los isótopos, la hipótesis planteada respecto a la recarga, de los sistemas profundos, en el área serrana-periserrana, se midieron in situ los parámetros de dinámica y calidad, ya mencionados, y en cada sitio se tomaron doble muestras para sus posteriores análisis físico-químicos e isotópicos.

Con el fin de caracterizar geoquímicamente los acuíferos de la zona estudiada, se llevó a cabo el análisis hidroquímico de 206 muestras procedentes de los sistemas hidrológicos superficial, subterráneo y atmosférico. De las cuales 38 son muestras superficiales que fueron tomadas en ocasión de esta tesis y analizadas en el Laboratorio de Geoquímica del Dpto. de Geología-UNRC; 92

muestras son del acuífero libre analizadas en su totalidad por el mismo laboratorio; 33 corresponden al SAC A de las cuales 17 fueron analizadas en ocasión de esta tesis por el mismo laboratorio y 16 corresponden a análisis físico-químicos tomados de registros gráficos de perforación de la SRH con el criterio de que los análisis no poseen más de 4 años de antigüedad; 33 corresponden al SAC B de las cuales 22 fueron tomadas y analizadas en el laboratorio de la UNRC en ocasión de esta tesis y 11 corresponden a datos provenientes del laboratorio privado de Hidromediterránea SRL quien ha aportado los resultados de muestras correspondiente a un trabajo realizado en la zona de La Para; 2 muestras de agua de precipitación analizadas por el laboratorio de la UNRC y finalmente 8 muestras del SAC D de las cuales dos fueron analizadas en el laboratorio de la UNRC y 6 corresponden a datos provenientes del laboratorio de Hidromediterránea SRL quien ha aportado los resultados de muestras tomadas para un trabajo realizado en la zona de Colonia de las Pichana. Cabe aclarar que además de esta información hidroquímica, se cuenta con 45 datos de CE tomados en campo en ocasión de esta tesis y que por su relativa proximidad con otras perforaciones no se ha procedido a la toma de muestras, de los cuales 27 datos corresponden al acuífero libre y 18 al SAC B. Con toda esta información se elaboraron mapas de isoconductividad eléctrica, relaciones de aniones, gráficos, diagramas y análisis estadístico descriptivo.

La información hidrogeoquímica obtenida, en la etapa de campo y de laboratorio, para el acuífero libre y los sistemas acuíferos confinados, permitió efectuar la clasificación geoquímica por medio de diagramas de Piper-Hill y de iones dominantes (Custodio, 1993). Se elaboraron mapas hidrogeoquímicos de interés (distribución areal de CE, de carácter geoquímico con diagramas de Stiff y de elementos minoritarios y trazas de interés). Se realizó el análisis estadístico y descriptivo. Se calcularon los estadísticos descriptivos principales: media, mínimo, máximo y desvío estándar para las variables físicas y químicas analizadas. Se elaboraron diagramas de caja ("box plot") de manera de evaluar las variaciones de calidad observadas entre los diferentes sistemas subterráneos (acuíferos libre y confinados).

Para el análisis de la composición físico-química de las precipitaciones locales, correspondientes a las estaciones INTA Manfredi y a la de UTN San Francisco, se realizaron análisis de dos muestras a fin de tener valores de comparación como factor de entrada en la recarga del acuífero libre del área de estudio.

Los análisis físico-químicos de las muestras de precipitaciones, aguas superficiales y subterráneas fueron realizados por el Laboratorio de Geoquímica del Dpto. de Geología-UNRC. Se corroboraron los datos obtenidos en el campo respecto a CE y pH, este último con electrodo (Orion), y se midieron: carbonatos (CO_3^{-2}) y bicarbonatos (HCO_3^-), mediante titulación potenciométrica con electrodo selectivo (Orion); sulfatos (SO_4^{-2}) por turbidimetría; cloruros (Cl^-), calcio (Ca^{+2}) y magnesio (Mg^{+2}), por titulación volumétrica; sodio (Na^+) y potasio (K^+) por fotometría de llama (fotómetro digital Metrolab 315); fluoruro (F^-) mediante electrodo de ión selectivo (Orion-Thermo); arsénico (As) por test semicuantitativo Merck y nitratos y nitritos (NO_3^- y NO_2^-) con electrodos de ión selectivo (Orion-Thermo).

Se estimó además la recarga o infiltración efectiva al acuífero libre. El método que aquí se aplicó fue el conocido como “fluctuación del nivel freático” (Healy y Cook 2002) y es aplicable sólo a acuíferos libres. No sólo es necesario el monitoreo constante del nivel freático en el lugar bajo análisis sino que se requiere además la porosidad efectiva de los materiales en el ámbito de fluctuación de los niveles. En el cálculo debe verificarse que los niveles no están afectados por bombeos u otras causas. Respecto al tema de la porosidad efectiva, el usar un valor uniforme puede originar errores en las estimaciones, aunque en muchos casos las mediciones de porosidad no son muy abundantes y debe resolverse el cálculo con los escasos datos disponibles (Varni 2002). Según Kayane (1983) la porosidad efectiva no es la misma en el proceso de vaciado o llenado de poros. A pesar de esto, normalmente se utiliza para el cálculo el valor de S (coeficiente de almacenamiento) y, si se tienen buenos registros y numerosos pozos con medidas de nivel, no sólo se podrá discriminar temporalmente la recarga, sino también arealmente.

Si se acepta que el ascenso del nivel del agua subterránea en acuíferos libres es debido al agua de la recarga que llega al nivel freático, la misma se calcula como:

$$R = S_y \frac{dh}{dt} = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Dónde:

(1)

R: recarga

S_y : almacenamiento específico

h: nivel freático

t: tiempo

Según Healy y Cook (2002), para que la ecuación anterior sea correcta se asume que el agua que llega al nivel freático pasa a integrar el flujo subterráneo, y que la evapotranspiración desde el nivel freático, el aporte al flujo base o al flujo regional subterráneo y otras salidas o entradas al sistema subterráneo son nulas. Existe un retardo entre el aporte de la recarga al nivel freático y su redistribución a los otros términos, tales como el flujo base o la evapotranspiración, por lo que si el método se aplica dentro de ese retardo, se contabilizará toda el agua ingresante por recarga. Esto es válido especialmente en cortos lapsos que van desde horas a pocos días. Para el cálculo se utilizó la aplicación informática **Liqko v.1**. (Alincaastro y Algozino 2010), elaborada en lenguaje Visual Basic, que permite el cálculo de recarga con distintos pasos de tiempo (anual, mensual, semanal), utilizando la ecuación (1). El programa permite evaluar con criterio similar la descarga (D) del acuífero. En este caso lo que se asume es que, si se toma la rama descendente de cada pico en el hidrograma freático, ese descenso del acuífero para el período considerado se atribuye a descarga dado que, asumiendo además que se está por debajo del *plano de flujo cero* (Healy, 2010), no se debe a evapotranspiración desde el acuífero, dada la profundidad del nivel sino a la descarga del mismo. Esta se calcula de la misma forma (valor de cambio de nivel multiplicado por el almacenamiento pero con signo negativo) (Schilling y Kiniry (2007), Blarasin et al., 2011).

El análisis de los isótopos estables (^2H y ^{18}O), se realizó para cada sistema en particular (precipitaciones, arroyos y cuerpos de aguas superficiales, acuífero libre y sistemas acuíferos confinados) y luego en su conjunto de manera de establecer las relaciones entre ellos. Los análisis isotópicos fueron representados en diagramas convencionales $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$.

Para realizar la caracterización hidroquímica superficial del área de estudio, se ha realizado un muestreo de los principales cursos de agua y lagunas, contando con 38 muestras de agua, a las cuales se les ha realizado análisis físico-químico e isotópicos ^{18}O y ^2H



Figura 2.2. Colectores enterrados de agua de precipitación instalados. izq: UTN San Francisco, der: INTA Manfredi.

Si bien Argentina cuenta con una

red isotópica nacional de colectores de precipitaciones, las estaciones existentes se encuentran lejanas al área estudiada y cuentan con series temporales cortas (IAEA/WMO, 2002; Dapeña y Panarello, 2008). Debido a que la información pluviométrica - isotópica local es necesaria para mejorar la elaboración del modelo de funcionamiento hidrogeoquímico del área, el grupo de Hidrogeología de la UNRC, decidió instalar, en el año 2006, un colector pluviométrico en la localidad de Río Cuarto. Las muestras de precipitaciones son recogidas para su posterior análisis físico-químico e isotópico (^2H y ^{18}O). Los resultados obtenidos hasta el momento han permitido obtener una recta meteórica local más ajustada a las condiciones de este sector de la llanura. También se comenzaron a interpretar los datos recogidos en el marco de esta tesis, en dos estaciones de muestreo de agua de precipitación de frecuencia mensual ubicadas en el INTA Manfredi durante el periodo 12/2012 – 01/2014, y en U.T.N de San Francisco. En la figura 2.2 se observan los dos colectores instalados en el área de estudio de esta tesis (INTA Manfredi y UTN San Francisco). Estos colectores fueron colocados de un modo diferente ya que han sido enterrados en una cámara de cemento de tamaño apropiado para el colector, para evitar problemas eventuales de roturas y exposición al sol. Las determinaciones isotópicas de ^2H y ^{18}O se realizaron en el laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS, CONICET-UBA), mediante espectroscopia láser (OA-ICOS: Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy) (Lis et al., 2008), utilizando el equipo Los Gatos Research inc. Los resultados se expresan como δ , definido como: $\delta = 1000 (R_s - R_p) / R_p$ ‰, donde δ : desviación isotópica en ‰; R: relación isotópica ($^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$); s: muestra; p: referencia internacional. La referencia utilizada es Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) (Craig, 1961a; Gonfiantini, 1978). Las incertidumbres son $\pm 0,3\text{‰}$ para ^{18}O y $\pm 1,0\text{‰}$ para ^2H .

Para el análisis de isótopos ambientales ^{18}O y ^2H de las precipitaciones recolectadas en INTA Manfredi, se calcularon los promedios, tanto mensuales como anuales, aritméticos y ponderados por

el monto de precipitaciones caídas. Las diferencias entre la media aritmética y la media ponderada generalmente no son significativas en las estaciones con distribución uniforme de la precipitación, sin embargo, los promedios ponderados son más apropiados como funciones de entrada en los sistemas hidrológicos (IAEA, 1981). Los promedios ponderados (anual y mensual) de las precipitaciones se calcularon según las siguientes ecuaciones (IAEA, 1981):

Promedio anual ponderado

Promedio mensual ponderado

$$\delta a = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \delta_i}{\sum_{i=1}^n P_i}$$

$$\delta m = \frac{\sum_{j=1}^n P_j \delta_j}{\sum_{j=1}^n P_j}$$

En donde:

P_i: precipitaciones medias mensuales de la serie considerada y

δ_i: composición isotópica promedio de cada mes a lo largo de la serie considerada

P_j: precipitación de cada mes a lo largo del periodo considerado

δ_j: composiciones isotópicas de cada mes del periodo considerado

Para el cálculo de la recta meteórica local se efectuó la correlación δ²H vs δ¹⁸O tanto por regresión lineal como por regresión ortogonal. Sin embargo, la Organización Internacional de Energía Atómica (IAEA) sugiere la aplicación de regresiones ortogonales (IAEA, 1992), ya que tienen en cuenta la incertidumbre de la variable independiente y la dependiente, mientras que la regresión lineal calculada con el método de los mínimos cuadrados sólo considera la incertidumbre en la dependiente.

Las ecuaciones utilizadas para calcular el ajuste con mínimos cuadrados son (IAEA, 1992):

Ecuación de la recta: $y = ax + b$

Pendiente (a): $a = \frac{\sum xy - \sum x \sum y/n}{\sum x^2 - (\sum x)^2/n}$

Desvío estándar de a: $\sigma a = \frac{S_{yx}}{\left(\frac{\sum x^2 - (\sum x)^2}{n}\right)^{1/2}}$

Donde S_{xy} es el error estándar de y sobre x: $S_{xy} = \left(\frac{\sum y^2 - b \sum y - a \sum xy}{n-2}\right)^{1/2}$

Ordenada al origen (b): $b = \sum y/n - a \sum x/n = \bar{y} - a\bar{x}$

Desvío estándar de b: $\sigma b = S_{xy} \left[\frac{\sum x^2}{n[(\sum x^2 - \sum x)^2/n]} \right]^{1/2}$

En el caso de la regresión ortogonal las ecuaciones utilizadas son:

Pendiente (a): $a = S_x/S_y = \left[\frac{\sum y^2 - (\sum y)^2/n}{\sum x^2 - (\sum x)^2/n} \right]^{1/2}$

$$\text{Desvío estándar de a: } \sigma a = a \left(\frac{1-r^2}{n} \right)^{1/2}$$

Donde S_x y S_y , son las desviaciones estándar de x e y :

$$\text{Ordenada al origen (b): } b = \bar{y} - a\bar{x}$$

$$\text{Desvío estándar de b: } \sigma b = S \left[\left(\frac{1-r^2}{n} \right) \left(1 + \frac{\bar{x}^2}{S_x^2} \right) \right]^{1/2}$$

El coeficiente de correlación para todos los casos se define como:

$$r^2 = \frac{\sum xy - (\sum x \sum y/n)^2}{\frac{\sum x^2 - (\sum x)^2}{n} \frac{\sum y^2 - (\sum y)^2}{n}}$$

De este modo, se calcularon los promedios aritméticos y ponderados de las precipitaciones en el INTA Manfredi, comparándoselos con los obtenidos para Río Cuarto y se trazó la recta meteórica preliminar para esta localidad, aunque se cuenta con muy pocas muestras, como para determinarla como confiable. Además, se calcularon los estadísticos más importantes de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ y se realizaron diagramas de caja, para cada uno de los sistemas hidrológicos evaluados y se efectuaron diagramas bivariados para cada uno de estos isótopos vs CE, de manera de ayudar a las interpretaciones isotópicas.

Para la determinación de ^{14}C , del censo hidrogeológico realizado, se seleccionaron 5 perforaciones representativas de los distintos niveles acuíferos confinados del área de estudio, las cuales fueron muestreadas nuevamente, con el fin de poder determinar la edad por medio del ^{14}C , estas muestras fueron acondicionadas convenientemente acorde a los requisitos solicitados por el laboratorio seleccionado para las determinaciones de estos radioisótopos. Además, se dispone de 11 datos de (^{14}C en pmc) correspondientes a acuíferos confinados del área de estudio realizados por el CAAAS, (1973), los cuales van a ser utilizados para realizar una reinterpretación de los mismos. El laboratorio pertenece a la Universidad de Waterloo de Canadá (Environmental Isotopic Laboratory (uwEILAB)). La metodología del muestreo para ^{14}C , fue sencilla debiéndose llenar la botella sin ningún tipo de tratamiento y contar con datos físico-químicos previos (pH y CO_3^{-2} , HCO_3^{-}), ya que el volumen de muestra a enviar dependía de la cantidad de mg/L de bicarbonatos que contenía la muestra. Las muestras se enviaron en botellas plásticas de 150 ml, color caramelo, cerradas y con sus tapas encintadas con Parafilm para su mejor conservación. Las mismas fueron refrigeradas (no congeladas) con una importante cantidad de recipientes con hielo, ya que luego de 4 días de viaje, debían arribar relativamente frías. La cantidad de muestras estuvo restringida a cuestiones económicas.

Para la determinación de ^{14}C y ^{13}C sobre el carbono inorgánico disuelto (DIC) contenido en el agua, el laboratorio cuenta con un espectrómetro de masas con acelerador de partículas (AMS, en inglés), donde el ^{14}C se expresa en actividad de carbono moderno (^{14}A en pmc, en inglés) y el ^{13}C en $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$

referido a V-PDB (Viena Pee Dee Belemnite). Las ventajas que tiene la utilización del AMS con respecto a otras técnicas de medición (LSC, Conteo Proporcional de Gases), difiere en que la cantidad de ^{14}C en la muestra es medida directamente, sin tener que esperar, como con otros métodos, que ocurran eventos individuales de desintegración radioactiva. Esta técnica reduce los tiempos de conteo (de minutos a horas, no días) y presenta mayor sensibilidad (de 1.000 a 10.000 veces que la de conteo por desintegración), lo que permite medir muestras de forma rutinaria de menor tamaño (en aguas, utilizando de 1 L a 50 ml de muestra). En cuanto a la incertidumbre de la medición, el laboratorio informó 0,2 ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y 1 sigma (σ), en la determinación de la edad.

En lo referido a ^{14}C se obtuvieron las actividades ($^{14}\text{A} = \text{pmc}$) y edades absolutas (AP) de este radioisótopo, con las cuales se elaboraron el diagrama de isocronas y diagramas de dispersión (^{14}A vs. $\delta^{13}\text{C}$ y ^{14}A vs. $\delta^{18}\text{O}$). Las edades informadas por el laboratorio fueron corregidas mediante los métodos de Pearson (1965), Tamers (1975) y Pearson-Gonfiantini (en Salem et al., 1980).

Además, las edades obtenidas por el radioisótopo (^{14}C), fueron comparados con edades calculadas por métodos hidráulicos (Kazemi et al., 2006), en base a las velocidades de circulación ya determinadas y a la distancia al área donde se estiman que se están recargando estos sistemas y a través de los isótopos estables, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

Finalmente, se efectuaron las interpretaciones correspondientes, lo que permitió elaborar un modelo geohidrológico conceptual que explique la dinámica y la calidad del agua subterránea, principalmente de los acuíferos confinados del Centro-Norte provincial, con énfasis en los aspectos geoquímicos e isotópicos para definir edad y origen del agua, además de la vinculación entre los arcos atmosférico, superficial y subterráneo del sistema y aquellas posibles afectaciones de origen antrópico, todos aspectos de base para la planificación y gestión.

CAPÍTULO 3 MARCO GEOLOGICO.

3.1 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

La zona de estudio se ubica íntegramente dentro de la provincia geológica Llanura Chaco Pampeana. Se realizó la revisión estratigráfica, la historia geológica y los eventos tectónicos más importantes que condujeron a la evolución de las provincias geológicas Llanura Chaco Pampeana y Sierras Pampeanas, área de nacimiento de los Ríos Suquia y Xanaes, principales fuentes de aporte de los sedimentos que hoy se localizan en el subsuelo.

3.1.1 Provincia Geológica “Sierras Pampeanas”

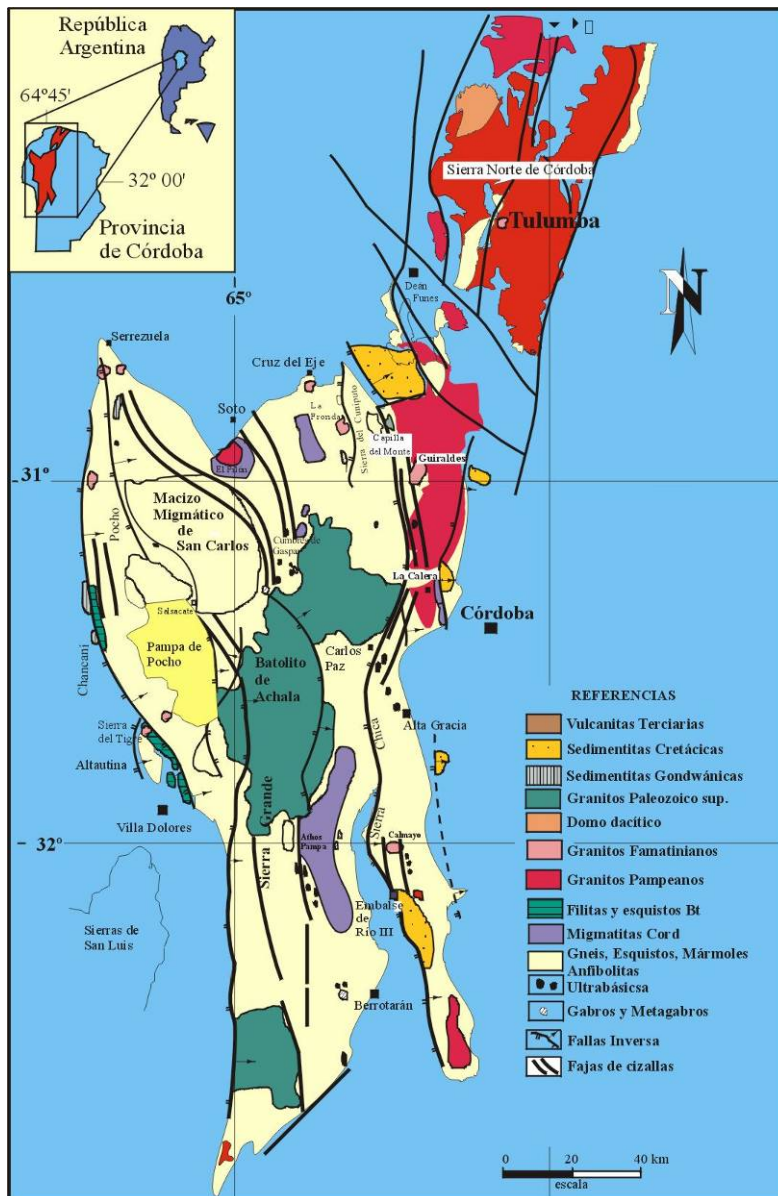


Figura 3.1. Sierras Pampeanas Orientales.

Esta provincia comprende una serie de sierras formadas por rocas predominantemente ígneas y metamórficas, actualmente divididas en dos provincias de características diferentes, las Sierras Pampeanas Occidentales y las Orientales (Gordillo y Lencinas, 1979).

Como la red fluvial que atraviesa el área de estudio, tiene la naciente en las Sierras Pampeanas Orientales, sólo se llevará a cabo la descripción de éstas, haciendo énfasis en la evolución geológica-estructural. (Figura 3.1)

La Sierra de Córdoba se ubica en el extremo oriental de las Sierras Pampeanas y en ella se distinguen, de este a oeste tres serranías principales: la Sierra Chica, la Sierra Grande en la zona central y la Sierra de Pocho en el borde oeste.

En el sector central, se encuentra la Sierra Grande con alturas por encima de los 2.000 m.s.n.m y en la que se encuentran las mayores alturas de las Sierras de Córdoba (C° Champaquí, 2.790 m). Esta sierra está marginada por

fallas inversas tanto en su borde este como en el oeste y, la Pampa de Achala, ubicada en la parte central de la sierra constituye una peneplanicie antigua paleozoica (Jordan et al., 1989) elevada por el fallamiento Cenozoico.

Las Sierras de Córdoba están integradas esencialmente por un basamento plutónico metamórfico compuesto en su mayor parte por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) de edad precámbrica, posteriormente intruidas en el Paleozoico inferior por batolitos graníticos (Batolito de Achala).

Las formaciones sedimentarias del Paleozoico superior constituyen relictos aislados de escasa significación areal y reducido espesor. Mayor difusión y potencia tienen los estratos rojos (Fm. Saldan), a menudo asociados con vulcanitas de edad cretácica inferior.

Las formaciones neógenas comprenden: depósitos detríticos continentales de poca difusión y espesor, generalmente relleno de bolsones; vulcanitas traquiandesíticas y depósitos piroclásticos asociados.

Los depósitos pleistocenos (Cuaternario) tienen escaso desarrollo en el ambiente serrano y sólo adquieren importancia en los valles longitudinales o transversales mayores. El vulcanismo cuaternario está representado en el extremo sur de las Sierras de Córdoba por afloramientos basálticos (Gordillo y Lencinas, 1979).

Las Sierras Pampeanas responden a un estilo estructural tectónico de megaestructuras inversas de rumbo aproximadamente N-S, delimitando bloques basculados y escalonados hacia el Este y el Sur con escarpa abrupta al Oeste y pendiente suave tendida al Este (Gordillo y Lencinas, 1979).

La estructura actual se originó principalmente a partir del Mioceno inferior, como lo muestran sus depósitos sinorogénicos. El mayor control en el levantamiento de las Sierras Pampeanas, lo ejercieron las anisotropías de zonas de debilidad previas, como fallas normales, suturas y otras discontinuidades; las que fueron aumentadas por el incremento del flujo térmico (Ramos et al., 2002).

3.1.2 Provincia Geológica “Llanura Chaco Pampeana”

3.1.2.1 Cuenca Chacoparanaense

El área de estudio corresponde a la cuenca sedimentaria Chaco Paranaense, que integra la provincia geológica Llanura Chaco Pampeana (Russo et al., 1979). Sus características principales están definidas por ser una cuenca de una historia compleja formada por diferentes procesos de subsidencia. Se correspondería con la extensión sur de la cuenca de Paraná que alcanza su máximo desarrollo en territorio brasileño. A pesar de compartir parte del desarrollo paleozoico y mesozoico con esa cuenca, difiere ampliamente en las secuencias cambro-ordovícicas y las cenozoicas. Tiene un depocentro cambro-ordovícico en el norte, conocido como subcuenca Las Breñas (Pezzi y Mozetic, 1989), sobre el que se asientan en discordancia las secuencias siluro-devónicas. Estas secuencias

corresponden a la cuenca de antepaís originada por la deformación oclóyica durante el Ordovícico medio a superior en la Cordillera Oriental y su continuación hacia el sur (Pezzi y Mozetic, 1989).

En la figura 3.2, se representan los espesores sedimentarios totales identificados por encima de lo que se interpreta en sismica como basamento. Este basamento se correlaciona en general con niveles en los cuales algunas perforaciones han llegado a atravesar rocas ígneas plutónicas (desde gabros olivínicos hasta granitos), y rocas metamórficas, en general de alto grado (Geología Argentina SEGMAR, 1999). La sucesión sedimentaria total muestra, aún a escala regional, diferentes fosas, que confieren al basamento una forma de grandes cubetas separadas por altos o dorsales.

Otra diferencia notable con la cuenca de Paraná es su importante subsidencia cenozoica, que actuó como cuenca de antepaís distal del levantamiento andino, en especial de las Sierras Pampeanas y Subandinas. A diferencia del sector brasileño, esta cuenca no expone ni las unidades paleozoicas, ni las mesozoicas en el ámbito de la misma. (Ramos, 1999).

La cuenca presenta una conspicua sedimentación neopaleozoica de geometría simétrica, posiblemente controlada por subsidencia térmica de origen extensional, con los típicos depósitos glaciares que caracterizan a las sedimentitas del Carbonífero superior (Ramos, 1999). En el sector brasileño se registra una potente secuencia marina de edad pérmica, ausente en el sector argentino de la cuenca, donde la sedimentación es exclusivamente continental y se continúa hasta el Triásico inclusive.

Una nueva actividad de subsidencia extensional se produce a partir del Jurásico superior - Cretácico inferior. Extensos depósitos eólicos y fluviales cubren los depósitos de ciclos anteriores, culminando con un importante período de volcanismo extensional. Esta actividad volcánica, representada por extensos flujos reconocidos en el subsuelo, desde el límite con Brasil hasta la latitud al sur de Nogoyá, se habría producido en un breve intervalo de tiempo, aproximadamente a los 127 Ma (Turner et al., 1994). La composición predominantemente tholeítica de sus basaltos, con escasos componentes riolíticos conocidos más al norte de la llanura chacabonaerense, ha sido asociada a la acción de plumas o puntos calientes procedentes del manto inferior, en cierta forma vinculada a la ruptura y formación del margen atlántico (Hawkesworth et al., 1992).

La cuenca Chacoparanense culmina con la sedimentación cenozoica, correspondiente a depósitos dístales de cuencas de antepaís, controlados por sistemas fluviales y aluviales efímeros. Entre ellos se destaca como rasgo geomórfico dominante el gran conoide del Juramento-Salado, que

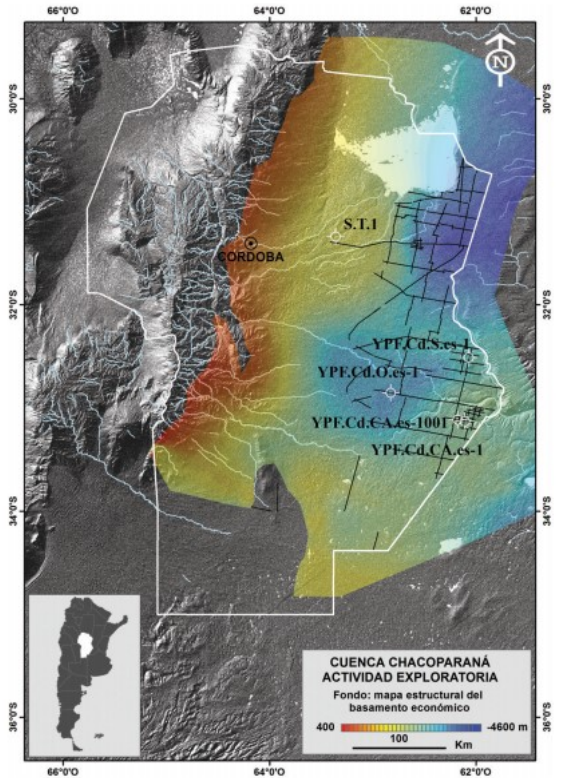


Figura 3.2 Configuración del basamento de interés económico-petrolero y actividad exploratoria en Córdoba (las líneas llenas corresponden a trazas sísmicas). Tomado del Capítulo Cuenca Chacoparaná del Relatorio del XIX Congreso Argentino de Geología.

da lugar a los sistemas del Saladillo y el Dulce que desaguan en la laguna Mar Chiquita. Estos sistemas fluviales, juntos a los del Bermejo y Pilcomayo y otros sistemas, han sido modificados por la acción eólica durante los períodos glaciales, que llevaron a la formación de las llanuras de loess del sector sur (Ramos, 1999).

3.2 Contexto geológico local

3.2.1 Estratigrafía, aspectos generales

La secuencia estratigráfica general está representada por más de 1000 metros de sedimentos, que van desde el Paleozoico inferior hasta el Holoceno.

El basamento cristalino fue encontrado a casi 1000 metros de profundidad en la localidad de Santiago Temple ubicada en el centro del área de estudio. En este lugar se perforó en el año 1944 hasta 1046 metros y el perfil original puede observarse en la Figura 3.2.1. En ese lugar se alumbró un gabro olivínico de 787 ± 100 m.a. de antigüedad (Paleozoico inferior).

La cuenca neopaleozoica, cubierta y traslapada discordantemente por sedimentos cretácicos y triásicos, según algunos autores, yace discordantemente también sobre sedimentos devónicos y silúricos y basamento cristalino. Los depósitos corresponden a facies continentales y en parte marinas (Archangelsky, 1976), con influencia glaciaria. La estratigrafía formal de la cuenca Chacoparanense está íntimamente ligada a la concentración de pozos exploratorios. Las grandes distancias entre pozos, y cierta variabilidad de las formaciones, permite correlaciones solamente en el sentido local. Así, se reconocen ciertas formaciones en el núcleo de pozos de la subcuenca de Alhuampa (Chaco y Santiago del Estero), y otras en la región de Córdoba y Santa Fe. (Chebli et al., 1999).

La Formación Ordóñez está integrada esencialmente por areniscas feldespáticas, micáceas y algo conglomerádicas y pelitas grises, verdosas y negruzcas, en parte carbonosas, que contienen restos de vegetales carbonizados. Las diamictitas son escasas, finas y gruesas, grises a blanquecinas y contienen clastos de cuarzo, calcedonia, rocas carbonáticas y rocas graníticas.

La Formación Victoriano Rodríguez se compone de areniscas, limolitas y arcilitas de colores rojizos, grisáceos y morados; los tonos rojizos predominan en la parte superior.

El contacto con la Formación Ordóñez es gradual y concordante (Caminos, R. (editor) 1999).

La columna mesozoica de la cuenca Chacoparanense prácticamente coincidente con la cuenca neopaleozoica, con una probable conexión con la cuenca Saliniana (Álvarez et al., 1990), y una separación parcial de las fosas mesozoicas de Levalle y Macachín. Dentro de la cuenca Chacoparanense propiamente dicha, el relleno está compuesto por sedimentos continentales de la Formación Tacuarembó, a veces denominada Formación San Cristóbal, que se interdigita con las efusiones volcánicas de la Formación Serra Geral. Las efusiones basálticas de extensión continental ocurridas en el Jurásico superior-Cretácico inferior alcanzan al este hasta 1500 m de espesor. (Chebli et al., 1999).

Los depósitos de la Formación Tacuarembó, interdigitados con los basaltos de la Formación Serra Geral, están compuestos principalmente por areniscas varicolores con intercalaciones de lutitas. La Formación Mariano Boedo comienza generalmente con un conglomerado con clastos de basalto, seguido por areniscas que hacia el techo se ven intercaladas por pelitas, culminando en el sector oriental con rocas carbonáticas. La edad es cretácica superior - paleocena. En el oeste, la Formación Mariano Boedo está constituida preferentemente por areniscas varicolores, grises, verdosas, amarillentas y castañas, de grano fino a mediano, con escasa matriz, poco consolidadas, con los clastos de cuarzo muy desgastados y pulidos, ocasionalmente rojizos en superficie. En menor proporción se encuentran arcillitas grises, verdosas y rosadas y bancos de yeso cristalino y terroso (Chebli et al., 1999).

La sedimentación Paléogena-Neógena del Cenozoico continúa con la Formación Chaco del Eoceno-Mioceno inferior, compuesta por finas capas de areniscas con intercalaciones arcilíticas y yeso, acumuladas en una extensa llanura aluvial. En el Mioceno medio y el Plioceno superior ocurre una nueva transgresión, en este caso somera y de mares cálidos, denominada Paranense, que dejó dos registros diferentes, uno inferior transgresivo (Formación Paraná), compuesto por arcillitas verdosas, y otro superior, regresivo, compuesto por areniscas, a veces calcáreas y fosilíferas (Formación Entre Ríos). Ambas formaciones no están presentes en todos los pozos. Por arriba de la Formación Entre Ríos se depositaron las areniscas continentales de la Formación Ituzaingó. La Formación Puelches (Cuaternario) cubre en aparente discordancia a las formaciones anteriores. Está compuesta por areniscas friables, con espesores que varían entre un máximo de 80 m a un promedio de 35 metros. (Chebli et al., 1999).

A continuación, se realizará una descripción de las formaciones reconocibles por perfiles de perforación en Córdoba, ya que casi la totalidad de las formaciones no afloran en superficie.

En Santiago Temple (Figura 3.3), se hallaron sobre el basamento cristalino sedimentos asignados al "Gondwana", y en el sector oriental capas de basalto asociadas a sedimentos continentales, que forman la unión entre los basaltos jurásicos que afloran en el este de Argentina y la Formación Saldán que emerge en las sierras de Córdoba.

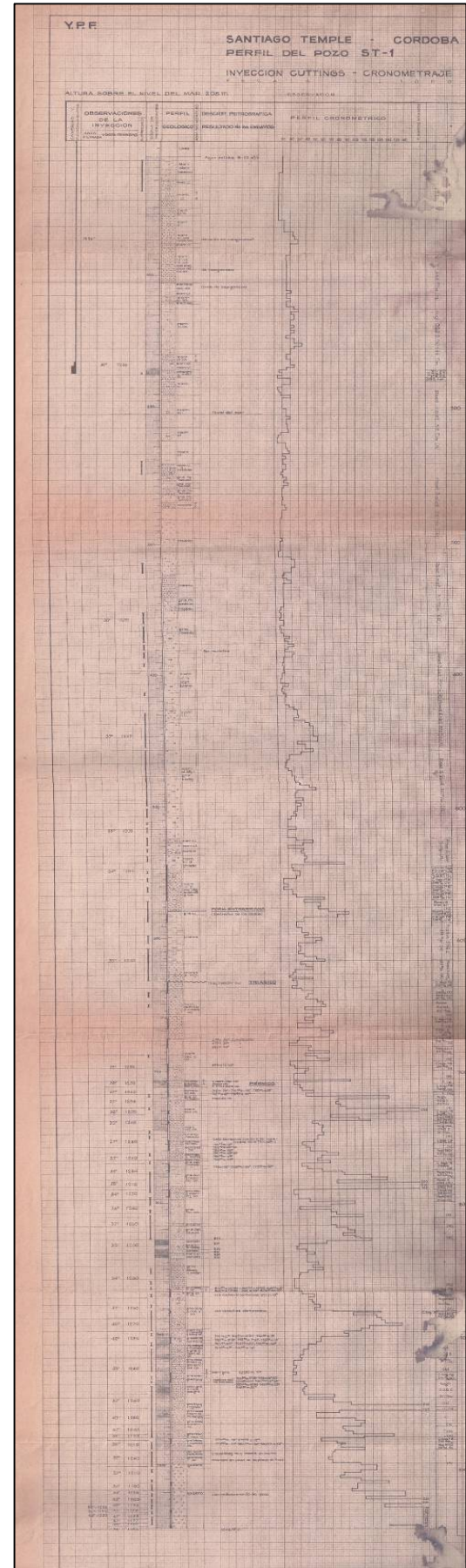


Figura 3.3 Perfil Litológico de perforación Pozo YPF S.T.1.

Asimismo, se encontraron sedimentos de una trasgresión posiblemente del Paleógeno. Todas las restantes capas profundas observadas en perforaciones son sedimentos clásticos rojos y pardos, tan parecidos entre sí que no pueden ser diferenciados en los perfiles de perforación. Solo el contenido de yeso parece aumentar hacia arriba (C.A.A.A.S, 1976).

En todas estas capas se encontró exclusivamente agua de formación muy salada. Recién los estratos suprayacentes, libres de yeso y de una sedimentación algo distinta, merecen interés hidrogeológico y se describen más a fondo (C.A.A.A.S, 1976).

3.2.1.1 Formación Paraná

En la ribera oriental del Río Paraná, cerca de la ciudad de Paraná, existe un afloramiento que desde muy temprano ya fue estudiado detenidamente y descrito como perfil tipo para el “Piso Paraná” (Frenguelli, 1920).

Contiene una secuencia complicada de sedimentos marinos, facies costeras y depósitos deltaicos. Según Stappenbeck los estratos más recientes de reconocible influencia marina encontrados en perforaciones en una amplia parte de la llanura pampeana, son directamente correlacionables con dicho perfil.

La Formación Paraná de edad Mioceno medio (Cione y Tonni, 2001) es una sucesión de arenas, arenas arcillosas, arcillas gris verdosas y calizas organógenas (Herbst y Zabert, 1987; Aceñolaza, 2000). Esta unidad tiene abundante contenido de fósiles marinos (Aceñolaza, 2000).

Por debajo de la formación Paraná yacen las grandes unidades neógenas de subsuelo, reconocidas en la región. Comienzan, de abajo hacia arriba, con el denominado “Grupo Arcillas Abigarradas” (arcillas, margas, con yeso). Le siguen la Formación “Arcillas Pardas” que hacia el borde occidental de la cuenca está directamente sobre el Basamento, hacia el Este está debajo de la Formación Paraná. Esta unidad está integrada por arcillitas y margas castaño con intercalaciones arenosas y yeso, haciéndose más arenosa hacia las sierras, donde posee una descripción similar a la Formación Chaco. Hacia arriba la formación Paraná es reemplazada por sedimentos de la Formación Puelches. El espesor de esta formación es generalmente de 60 a 80 metros. Aparentemente los mayores espesores se dan en la parte central y occidental del área de estudio (CAAAS, 1973).

En el área de estudio se caracteriza por contener arcillas de color verde oscuro, no calcáreas, regularmente compacta y que localmente presenta contenido de conchillas, las cuales fueron reconocidas en la descripción de recortes de perforación recolectados para esta tesis en la localidad de Porteña. Estas arcillas se encuentran intercaladas con capas de arena, las cuales además de clastos angulosos y redondeados de cuarzo, contienen clastos redondeados de feldespato y otros minerales livianos, obteniendo de ello una coloración rojiza o verdosa. Los espesores de la capa arenosa oscilan entre los 2 y los 5 metros (CAAAS, 1973), incluyendo locales capas de grava de 2 – 6 mm bien redondeadas de cuarzo, feldespato con cuarzo amorfo y líticos verdosos, de regular selección y de escasa matriz arcillosa (limpias), reconocidas a través de recortes de perforación

recolectados y descriptos para esta tesis de una perforación de 131 m de profundidad, ejecutada por la SRH en la localidad de Balnearia.

Esta formación no se extiende en toda el área de estudio, ya que tiene su límite occidental en la línea Obispo Trejo – Arroyito – Carrilobo, aunque nuevas perforaciones analizadas para esta tesis podrían evidenciar que el límite se encuentra más al Oeste de los indicado por Stappenbeck (CAAAS, 1973).

3.2.1.2 Formación Santiago Temple

Esta Formación abarca los sedimentos que se originaron al mismo tiempo que los de la Formación Paraná, pero en otro ambiente. Obtiene el nombre de la localidad Santiago Temple, ya que fue encontrada allí en una perforación exploratoria del mismo nombre, evidenciando un gran espesor y facies características.

Consiste en su mayor parte en arcillitas limosas de color rojo a pardo, con zonas cementadas por carbonatos y capas aisladas de arena y grava. Las arenas son generalmente de grano grueso, ligeramente redondeadas y contienen cuarzo, feldespato y fragmentos líticos de rocas graníticas y metamórficas. Hacia el Oeste, cerca del borde serrano, las intercalaciones clásticas se hacen más frecuentes.

El límite inferior de la formación hacia las “Arcillas Abigarradas” infrayacentes, generalmente es poco distinguible. Hacia el techo también presenta transición poco visible con la Formación Pampeana en el borde de las Sierras, ya que esta última también es más rica en arenas y gravas. Como límite se admite, siempre que ello se desprenda de los perfiles litológicos de las perforaciones, la modificación del color pardo y rojo a pardo claro, o si no el cambio de las rocas arcillosas consolidadas a depósitos sueltos mas limosos. El espesor es de 100 a 400 metros y está presente solo en el sector occidental del área de estudio. Es reemplazada hacia el Este por las Formaciones Paraná y Puelches (CAAAS, 1973). La Fm. Santiago Temple sería equivalente a la que representa los depósitos continentales del sur de Cordoba, que Blarasin et al., 2000 llamaron “Fm. Tigre Muerto”.

3.2.1.3 Formación Puelches

Sobre la Formación Paraná yacen sedimentos litológicamente muy parecidos, pero los cuales ofrecen pocos o ningún indicio sobre su origen marino. De edad Plioceno superior – Pleistoceno Inferior. Además, predominan aquí las arenas sobre las capas arcillosas-limosas. La parte superior está formada por una capa continua y extensa de arena, la cual reviste gran importancia como acuífero en vastas regiones de la Llanura Pampeana. El espesor total de la formación oscila entre 20 y 80 metros, hallándose los valores mayores en el sector central del área de estudio, cerca de la Francia – Alicia. Posiblemente las diferencias de espesor no revistan importancia en el aspecto hidrogeológico, ya que en los lugares de mayor espesor se depositaron más sedimentos de grano fino (capas de arcilla, limo y arena fina) (CAAAS, 1973).

Estas arenas se caracterizan por estar compuestas esencialmente de cuarzo, cuyos granos son más redondeados en comparación con las arenas de la Formación Paraná. Varían desde arena fina hasta gruesa, correspondiendo con las capas de mayor espesor con arena más fina.

Las capas superiores de arena presentan generalmente un color amarillento claro hasta pardo, debido a que los granos cuarzosos tienen un recubrimiento limolítico. Entre las capas arenosas, estrechamente interdigitadas con ellas, yacen sedimentos limosos-arcillosos de color verde claro y a veces verde oscuro. Generalmente son carbonáticos, pero no contienen microfauna alguna determinante. Estas capas arcillosas no se encuentran en determinados horizontes correlacionables, sino que forman en conjunto con las capas arenosas un complejo que difiere de lugar a lugar. Pero lo que muchos perfiles tienen en común, es que, en la parte inferior, encima de las arcillas de la Formación Paraná, la Formación Puelches comienza con una arena de grano relativamente grueso, luego se desarrolla como secuencias alternada de arcillas y arena, terminando hacia arriba con una capa de arena relativamente pura. Estas arenas fueron reconocidas a través de recortes de perforación recolectados y descritos para esta tesis.

El pase hacia la Formación Pampeano del Techo a menudo está claramente marcado por el límite inferior de una capa arcillosa característica de color amarillo claro, pardo o verde oliva. Pero también existen lugares con una zona limítrofe en la cual las arenas cuarzosas de la Formación Puelches forman intercalaciones con las arcillas limosas multicolores.

La extensión hacia el Oeste de esta Formación coincide casi completamente con la de la Formación Paraná y sobrepasa tan solo un poco el límite occidental de esta última. Como característica diferencial con la Formación Pampeana suprayacente y adyacente el Oeste, se registra en todos los casos la existencia de una capa de arena de alto contenido cuarzoso y marcado redondeamiento de los granos (Facies Puelches) (CAAAS, 1973).

3.2.1.4 Pleistoceno

En los últimos años el interés por la geología de Cuaternario aumentó, lo que ha generado gran cantidad de información sobre este periodo, proveniente principalmente de tres fuentes, las Universidades Nacionales de Córdoba, Río Cuarto y del Litoral (Carignano, 1996). Esto ha generado gran cantidad de nombres formacionales, que en cierta medida son correlacionables a diferentes zonas del área de estudio. De esta manera se puede mencionar los trabajos realizados en la zona de estudio por: Iriondo, 1984a,b, 1987, 1989, 1990a,b,c, Kröling, 1993; Iriondo y García, 1993; Iriondo y Kröling, 1995). Al Sur por (Blarasín y Sánchez, 1987; Cantú y Degiovanni, 1987; Cantú y Blarasín, 1987; Sánchez y Blarasín, 1987; Cantú, 1992. En el sector occidental se destacan (Carignano y Umgaro 1988a,b,c; Zamora, 1990, Piovano et al, 1993; Carignano, 1994, 1995; Sanabria J.A, et al. 2006) entre otros.

A modo de resumen se presenta un cuadro de correlación estratigráfica con las denominaciones formacionales definidas para el Pleistoceno tardío – Holoceno tomado de (Carignano, 1999) (Figura 3.4) modificado parcialmente para esta tesis y en la (Figura 3.5) una

EPOCA	EDA D en miles de años	Fluctuaciones Glaciares en Sud America según Clapperton, 1993	Tipos de Climas en las planicies de Argentina según Iriondo y Kröling 1993	Ambientes Geomorfológicos de la llanura y Estratigrafía Regional			EDA D en miles de años	
				Pie de Monte de las Sierras Chicas	Planicie Fluvio-Eólica Central	Planicie Eólica Arenosa del Sur		
HOLOCENO	0		Semi árido Subtropical	Formación Río La Granja (Santa Cruz, 1978)	Fm. San Guillermo	Fm. Laguna Oscura	0	
	2		Semi árido		PALEOSUELO	Geosuelo Las Tapias	2	
	4		Semi árido				4	
	6		Subtropical húmedo		Formación Tezanos Pintos (Kröglin, 1993)	Fm. Las Lajas	6	
	8		Frio y árido				8	
	10		Templado Subhúmedo		Formación General Paz (Santa Cruz, 1978)	Formación Lagunailla Del Plata (Kröling, 1993)	Formación La Invernada (Cantú, 1992)	10
	12		Frio y árido					12
	14		Frio y árido		Semiárido	Formación Chocancharava (Cantú, 2004)	Formación Pampiano	14
	16		Subtropical y Tropical					16
	18		Semiárido		Frio y árido	Geosuelo el Cerrito	18	
20	Subtropical y Tropical	20						
PLEISTOCENO TARDÍO	22		Semiárido	Formación Río Primero (Santa Cruz, 1978)	Formación Chocancharava (Cantú, 2004)	Formación Pampiano	22	
	24		Subtropical y Tropical				24	
	26		Semiárido				26	
	28		Frio y árido				28	
	30		Frio y árido				30	
	40		Frio y árido				40	
	50		Frio y árido				50	
	60		Frio y árido				60	
	70		Frio y árido				70	
	80		Frio y árido				80	
90	Frio y árido	90						
100	Frio y árido	100						
110	Frio y árido	110						
120	Frio y árido	120						
130	Frio y árido	130						
140	Frio y árido	140						

Figura 3.4 Cuadro de correlación ente fluctuaciones glaciares y estratigrafía regional de la provincia de Córdoba, modificado de Carignano (1999) y Cantú (2004) en el Cuaternario

síntesis estratigráfica para el Sur de Córdoba, que comparte una historia geológica similar a la zona de estudio.

A continuación, se sintetizan algunas de las formaciones más relevantes descritas en el área de trabajo y regiones vecinas por diversos autores, indicándose las reconocidas durante el relevamiento de campo.

Formación Pampiano

Por encima de la Formación Puelches y apoyados en discordancia, se depositaron materiales predominantemente eólicos que fueron agrupados bajo la denominación de Formación Pampiano (Cantú, 1992; Piovano et al. 1992). Esta formación ha sido asignada al Pleistoceno medio-tardío, por el hallazgo de un maxilar de *Smilodon sp.*; Sanabria y Argüello (2003) correlacionan a esta Unidad con el Miembro inferior de la Formación Río Primero (Santa Cruz, 1972, 1978) y con la Unidad "Limos Arcillosos". Los depósitos se caracterizan por la presencia de sedimentos limosos y limo arenoso, masivos a débilmente laminados, pardo rojizo, con carbonato de calcio disperso en la masa y en forma de calcretos (tosca). Han sido generados por una dinámica eólica con un retransporte aluvial. (SEGEMAR, Sitios de Interés Geológico).

Se puede interpretar que los sedimentos limosos se depositaron bajo una dinámica eólica y que el carbonato de calcio (CO_3Ca_2) podría haberse originado por procesos pedogenéticos.

El espesor es de 70 a 80 metros, generalmente mayor en el sector occidental. El carácter litológico de los sedimentos es bastante uniforme y está definido por la predominancia de sedimentos limosos (loess) eólicos. En la parte inferior de la Formación, donde esta apoya sobre la formación Puelches, se extiende como estrato individual una capa de limos y arcillas de diversos colores (pardo, amarillo, verde, rojo) que corresponden a las capas básicas del Pampeano en Buenos Aires, teniendo íntima relación con la Formación Puelches (Gonzalez Bonorino, 1965). Es adjudicada a la Formación Pampeano, ya que su límite superior con el verdadero Loess Pampeano raras veces es lo suficientemente concreto y definido para trazar una delimitación. A menudo en estas arcillas multicolores se encuentran pequeños granos blancos de carbonato de calcio. En las adyacencias de la localidad La Francia se ha podido observar un alto contenido de sales en estas capas (CAAAS, 1973).

En el sector occidental del área de estudio, no presenta un estado puro de loess, ya que hacia las sierras contiene crecientes intercalaciones de sedimentos clásticos gruesos. Estas arenas y gravas están compuestas de cuarzo, feldespato no meteorizado y fragmentos líticos, generalmente mal seleccionados y angulosos a levemente redondeados, solo las capas inferiores suelen contener además granos redondeados.

Especialmente una capa de grava de bastante espesor, ubicada a los 30-60 metros de profundidad se encuentra ampliamente desarrollada. A medida que los ríos perdían capacidad de transporte, estas capas de clásticos gruesos, van disminuyendo de importancia, a la altura de la localidad de La Francia, por ejemplo, en el limo solo se encuentran aisladas capas delgadas de arena. (CAAAS, 1973).

En la Cantera Palmar, a 8 Km al este de la ciudad de Córdoba, sobre la ruta Nac. Nº 19, la formación tiene un espesor visible de 20,43 m. La unidad está compuesta por niveles de arcillas y arcilla limosa maciza, de color marrón rojizo, con contactos netos en la base y el techo, en algunos casos ondulados, con bioturbación que corta la estratificación. En forma interestratificada se disponen niveles de limo con laminación, de color marrón claro y bioturbación fina y escasa. Intercaladas dentro del conjunto, se encuentran varias lentes de arenas finas a gruesas, de color claro, con paraclastos de arcillas. Se distinguen dos niveles de paleosuelos.

En el límite occidental del área de estudio se describieron y dataron varios perfiles estratigráficos en los últimos años. En la plataforma basculada, merecen destacarse entre ellos el de Kemp et al. (2006), en Lozada (31°40´S y 64° 08´O). El perfil tiene 9 metros expuestos y en la base se encuentra la Fm. Pampeana con un paleosuelo en el techo. Los valores de OSL dan a los 9 m 105.000 ± 5.800 Ka y en el techo 90.100 ± 5.800 Ka. Presentan características similares a lo descrito anteriormente por Frechen et al. (2009) en Corralito (32°00´S y 64°12´O). Encuentran la misma Fm. Pampeana, integrada por un pedocomplex en el que se distinguen tres niveles de paleosuelos en la base de la formación, a una profundidad de 11 m la edad tomada por IRLS es de 115 ± 21 Ka y en el techo a los 5 m de profundidad es de 32.2 ± 5.6 Ka.

Localmente, sobre la Formación Pampiano, se desarrolla un suelo denominado **Geosuelo Estancia El Cerrito** (Cantú, 1998), el cual es asociado a la formación de calcretes locales que arrojan edades radiocarbónicas que varían entre $27,75 + 1$ ka y $22,8 + 0,5$ ka AP, ubicándolo en el Pleistoceno tardío (Degiovanni et al., 2003). Su límite superior es una discordancia erosiva cuya génesis se asocia al levantamiento del Orógeno Pampeano durante el Plio- Pleistoceno (Combina y Sánchez, 2003).

Esta formación fue reconocida y descrita en campo en el perfil 2.

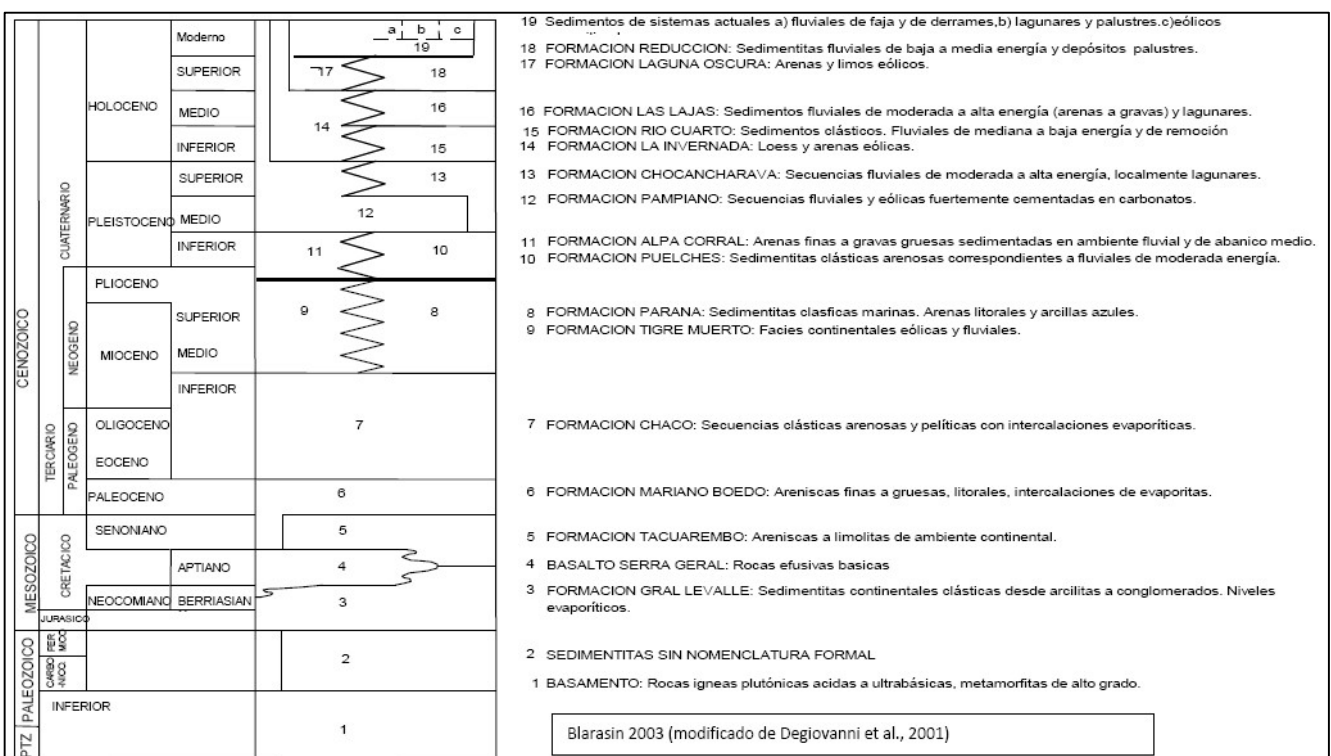


Figura 3.5 Estratigrafía general para el Sur de Córdoba

Formación Río Primero

Esta Formación fue determinada por Santa Cruz (1972, 1973 a, 1973 b, 1978) y la ubica en las barrancas del río Suquía (río Primero). Estudios posteriores (Sanabria et al., 1996) la definen en la terraza alta del río Anizacate y río Xanaes (río Segundo). Santa Cruz caracteriza a este depósito subdividido en dos miembros: el miembro inferior formado por limos arcillosos, de color rosado, con intercalaciones arenosas lenticulares y un espesor, sin base visible, de 10 m. Se observa aminación entrecruzada, por alternancia de capas de limos arcillosos y arenas finas, dentro de estratos tabulares o lenticulares. En algunos lugares se encontraron paleosuelos, que corresponderían a horizontes B. Los análisis de la fracción pelítica indican que predominan los limos medios y finos con cantidades variables de arcillas.

La mineralogía de la fracción psamítica muy fina indica un predominio del cuarzo (alrededor de 80%) y plagioclasas (oligoclasa), microclino y muy poca cantidad de minerales pesados; en algunas muestras se ha observado escasas trizas de vidrio volcánico ácido. Las arcillas son predominantemente illíticas (66%), con montmorillonitas (30%) y escasa caolinitas y cloritas. Se adjudica la procedencia a la erosión de las Formaciones Saldan y Estancia Belgrano, en un ambiente de llanuras aluviales, de baja energía mecánica. Los autores consideran que este miembro inferior pudiera corresponder a la Formación Pampeana.

En el miembro superior presenta clastos de rocas ígneas y migmatíticas, con escasos rodados de esquistos y pegmatitas. En la fracción fina predomina el cuarzo (80%). En algunas muestras se observan escasas trizas de vidrio volcánico. La procedencia de los materiales se la atribuye a la erosión del Basamento Cristalino y las formaciones Saldán y Estancia Belgrano, que se depositaron en ambiente de cauces principales. En los perfiles descritos en Costa Azul (río Anizacate) y Cortada de Grasso (río Xanaes) (Sanabria et al., 1996) no se encuentra visible el miembro inferior propuesto por Santa Cruz, mientras que el miembro superior si está presente. Son depósitos fluviales que corresponden a facies de llanuras de inundación y de canales, con variación de las estructuras de acuerdo a las variaciones de la energía del medio. En Anizacate, se encuentran tres niveles de paleosuelos y el último se ubica en el techo de la formación.

Formación Chocancharava

Apoya mediante discordancia erosiva sobre la Formación Pampeano y esta relación es observable en varias localidades del sur de la provincia. Rabbia (1984), Casali (1988) entre otros, la definieron como una sucesión de paleoambientes fluviales y lacustres. Es, probablemente, correlacionable con la Unidad "sedimentos arenosos con gravas e intercalaciones de limos y arcillas" de Sanabria y Arguello (2003) y con el Miembro Superior de la Formación Río Primero (Santa Cruz, 1972, 1978), ambas de edad Pleistoceno tardío. Se compone de acumulaciones originadas por abanicos aluviales y conos de deyección con intercalaciones de sedimentos limo-arenosos de origen fluvio-eólico intercalados. En los sectores medios y distales comprende limos arenosos y limos loésicos, masivos a ligeramente laminados, con paleocanales rellenos por arenas gruesas y guijas finas. Intercalados entre los niveles

masivos existen lentes o mantos de arenas con estratificación paralela, cruzada planar o entrecruzada en artesa. Se observan frecuentes bioturbaciones en la sección superior. En algunos lugares se han observado restos de paleosuelos.

Formación Lagunilla del Plata

Está compuesta por arena muy fina a fina limosa, con importante cantidad de muscovita, de color marrón amarillento a marrón rojizo. Localmente se intercalan lentes de ceniza volcánica alterada y pequeños paleocauces rellenos. En forma discontinua aparecen duripanes (hardpans) de sílice y hierro. Abarca el sector distal del abanico aluvial del río Segundo, próximo a su desembocadura en la laguna Mar Chiquita (NE de Córdoba). Aflora en forma discontinua en la barranca de la laguna Mar Chiquita y en los afluentes a lo largo de unos 50 Km. La localidad tipo es en las Barranca de la Lagunilla del Plata (laguna Mar Chiquita) y barrancas del río Segundo y del río Primero, cerca de su desembocadura (NE de la provincia de Córdoba). No se observa el piso, el contacto superior es discordante con la Fm. Tezanos Pinto (Pleistoceno Superior). Presenta un espesor de hasta 3,50 metros (aflorante sin ver base). Dataciones realizadas cerca del techo resultaron entre 45.000 y 52.000 años AP (Kröhling e Iriondo, 1999), correspondiendo al Pleistoceno Tardío. El ambiente de depositación es de barreal (sector distal del abanico aluvial del río Segundo) (Kröhling, 1993). Por su ambiente depositacional y edad es parcialmente correlacionable con la Formación Chocancharava. Esta formación fue reconocida en campo ver el perfil 4.

Formación Marull

La sección tipo se halla junto al camping de la ruta N°17 y el río Plujuntas. El límite con la Formación anterior (Lagunilla del Plata) es discordante, y de igual manera con una formación suprayacente (Plujunta). Está compuesta por limo con importante cantidad de arena de granulometría fina a muy gruesa, algunas guijas subangulares a subredondeadas predominantemente de cuarzo. El color es castaño medio, presenta un alto grado de diagénesis, con cementación de los elementos constituyentes. Presenta alta concentración de nódulos de hierro cementados. Se la reconoce en forma discontinua, con extensión lateral variable entre 50 y 100 m, con acuñamientos locales (Kröhling, 1993). Por su litología y relaciones de base y techo, Kröhling, (1993), supone que fue depositada en el pleistoceno tardío. Su reducida extensión lateral en relación a la formación anterior, indicaría depósitos de corrientes encauzadas del abanico aluvial (Kröhling, 1993). Esta formación fue reconocida y descripta en campo en el perfil 4.

Formación Plujunta

La ubicación de la sección tipo coincide con la de la Fm. Marull. Apoya en discordancia con la formación citada y tiene una potencia media de 2 m. Está compuesta por limo con poca arena fina a muy fina y bajo porcentaje de arena de mayor granulometría, de color castaño medio. El sedimento se encuentra diagenizado con una consolidación media a alta. Está muy bioturbada, en su interior solo se ven lentes finamente laminada, con alternancias de limo y arenas muy finas con algunas

estructuras depositaciones con forma de artesas. Por su lugar de aparición, su posición estratigráfica y la relación de base con la Fm. Marull, se vincula con depósitos de corrientes encauzadas correspondientes a uno de los canales de mayor jerarquía del abanico aluvial (Kröling, 1993). Esta formación fue reconocida y descrita en campo en el perfil 4.

Formación Tezanos Pinto y otras unidades loésicas

La Formación Tezanos Pinto es el clásico loess pampeano que cubre la región central de la provincia de Santa Fe (Iriondo y Krohling, 1995). Se extiende en el oeste del Chaco santafesino en una faja de varios kilómetros de ancho a lo largo del límite con Santiago del Estero, abarcando más de la mitad del Departamento 9 de Julio e incluyendo las localidades de Tostado y Villa Minetti; y sigue hacia el norte en la provincia del Chaco. Tezanos Pinto es una región geomorfológica y sedimentológicamente similar a la que se encuentra en la Pampa Norte (Krohling e Iriondo, 2003). Es un limo eólico con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, de color marrón claro (7,5 YR 6/4), poroso, friable y masivo y con canalículos rizoides revestidos por segregaciones de Fe y Mn. Incluye cantidades variables, siempre significativas, de CO_3Ca disperso y en concreciones. Mineralógicamente está compuesta por cuarzo policristalino dominante, con porcentajes importantes de microaglomerados y porcentajes accesorios de cuarzo monocristalino, vidrio volcánico y feldespatos. Tiene 20 a 25 metros de espesor. Se depositó entre 36.000 y 8.500 años antes del presente, es decir en el Último Máximo Glacial.

De acuerdo a datos indirectos de subsuelo, Tezanos Pinto sobreyace a otras dos formaciones sedimentarias eólicas encontradas en la Pampa Norte (Krohling e Iriondo, 2003). Estas fueron denominadas provisoriamente "Loess A" y "Loess B". El Loess A está compuesto por limo grueso con arcilla y arena fina subordinadas, de color rosado a marrón claro; contiene escaso CO_3Ca secundario formando segregaciones aisladas y concreciones duras. Tiene 10 a 15 metros de espesor. El Loess B es un limo eólico grueso con arcilla subordinada y escasa arena muy fina, color rosado; motas de óxidos de Fe-Mn; tiene de 20 a 25 metros de espesor. Una datación según OSL determinó una edad de 99.730 ± 7.540 años antes del presente para la parte central del Loess B. De manera que la sedimentación loessica abarca en esa región casi todo el Pleistoceno Superior, desde el Último Interglacial hasta la base del Holoceno. La Fm Tezanos Pintos sería parcialmente equivalente a la Fm La Invernada de Cantu (1992).

Esta formación fue reconocida y descrita para esta tesis en campo en los perfiles: P1, P3, P8.

Formación La Invernada

La Formación La Invernada fue propuesta por Cantú (1992), para el sur de la provincia de Córdoba. Santa Cruz (1972, 1973a, 1973b, 1978) denominó Formación General Paz a los depósitos de loess que cubren a las formaciones más antiguas en los alrededores de la ciudad de Córdoba.

La Formación La Invernada es un manto que cubre discordantemente las formaciones anteriormente descritas en las posiciones de interfluvio y terrazas altas de los ríos en la llanura. Presenta espesores variables; en los pocos cortes naturales (cárcavas, terrazas fluviales) o artificiales que se

encuentran en el área, se han observados espesores que oscilan entre los 4 a 7 m. En el perfil que se encuentra a 6 Km al oeste de Lozada, esta Formación tiene 6,80 m de espesor. Es un sedimento friable, gris pardusco, de estructura maciza, con una textura predominante para el sector centro-oeste de limos gruesos (Argüello et al., 1996); en otros sectores se han encontrado en la base, estructuras de cauces efímeros (Combina, 1990 a,b; Sanchez y Combina, 1991; Combina y Sánchez, 1992, 2002). Las dataciones realizadas en zonas aledañas indican una edad de entre 32.000 y 16.000 años A.P. (Iriondo y Kröhling, 1995), que permiten asignar a la unidad una edad pleistocena superior. De acuerdo al esquema evolutivo del Cuaternario para la región pampeana (Iriondo y Kröhling, 1995), algunas dataciones se ajustarían al período de depositación del loess, mientras que otras no corresponderían a dicho esquema. La edad propuesta para esta Unidad por Cantú (1998) y Schiavo (2003) es Pleistoceno tardío-Holoceno temprano. Esta Formación sería equivalente a la Unidad "Limos" de Sanabria y Argüello (2003), que la dataron en el río Anizacate por Termoluminiscencia y arrojó una edad de $10,01 \pm 0,66$ ka. Los depósitos loésicos corresponden, según estos autores, a un período que abarca desde el Último Máximo Glacial hasta el Pleistoceno-Holoceno y, en algunas localidades, hasta el Holoceno medio. Esta formación fue reconocida y descrita para esta tesis en campo en el perfil 9.

3.2.1.5 Holoceno

En el techo de la Formación La Invernada se desarrolló el **paleosuelo Las Tapias** (Cantú, 1992), el cual es correlacionable con la Formaciones Las Lajas, (Degiovanni, et al., 2003); con la Unidad "Arenas y gravas" de Sanabria y Argüello (2003) y con la Formación Río La Granja (Santa Cruz, 1978, 1972). Sanabria y Argüello (2003) ubican el desarrollo de estas unidades durante el Hipsitermal, aproximadamente 6 ka, en el Holoceno medio. En este período húmedo, mientras se desarrollaban suelos en los interfluvios se depositaron, por reinstalación de redes fluviales, sedimentos fluviales asignados a la Fm Las Lajas en sectores del Sur de la Provincia, que en la zona serían correlacionables con la Formación Río La Granja (Santa Cruz, 1978, 1972).

Formación Río La Granja

Esta unidad fue propuesta por Santa Cruz (1973a, 1973b, 1978) para designar a los sedimentos fluviales que rellenan antiguos valles desde el pie de las sierras hacia el este (p.ej. La Granja, San Cristóbal y Carnero). El perfil tipo está ubicado en un corte del río La Granja, en la Estancia La Paz. El miembro inferior está compuesto por limos finos algo arcillo arenosos, de color amarillento a rosado; presenta intercalaciones de hasta 1 m de arena con estratificación horizontal. Los limos tienen algunos rodados dispersos en la masa y lentes de grava fina. El miembro superior, de 6 a 7 m de potencia, está compuesto por gravas y arenas, en parte con estratificación cruzada, que hacia arriba se hace más fina y pelítica, hasta terminar en una arena fina y limosa o limo arenosa. En algunos sectores, este miembro superior se ha depositado sobre el loess (p. ej. Los Molles).

La terraza alta del río Xanaes podría corresponderse a la Formación Río La Granja, de acuerdo con la edad de $7,07 \pm 0,11$ ka A.P. obtenida por termoluminiscencia, a 8,5 km al noreste de la ciudad de Arroyito. Sanabria y Argüello, 2003.

Formación Las Lajas

La unidad fue descrita por Cantú (1992). Comprende una serie de sedimentos limosos que forman abanicos aluviales depositados por los ríos de la zona serrana en el sector de transición entre el pie de monte y la llanura. Litológicamente está compuesta por capas pardo amarillento rojizo o marrón grisáceo, de limos arenosos y loess retransportados hídricamente, que se interdigitan con capas de arenas finas a medianas y lentes de arenas medianas a gruesas con guijas finas a medias. Se disponen en capas tabulares masivas o con laminación interna pobre y con estructura entrecruzada planar o en artesa en los niveles arenosos. El espesor máximo visible es de 5 m. La edad según Cantú (1992) está asignada al Holoceno medio y superior.

Formación Laguna Oscura

La columna estratigráfica culmina con sedimentos eólicos incluidos dentro de esta formación (Cantú, 1992), probablemente desarrollada en los últimos 4 ka, en el último período de alta tasa de acumulación de arenas eólicas (Frechen et al., 2003). Cantú (1992) asignó a la unidad una edad holocena media a superior.

Formación San Guillermo

Una formación loésica delgada, denominada Formación San Guillermo (Iriondo y Kröhling, 1995) yace en discordancia erosiva sobre el suelo parcialmente erodado de la Fm Tezanos Pinto. Está compuesta por limo gris (10 YR 5/1) con escasas arcilla y arena muy fina. Su espesor varía entre 30 cm y 1 metro. La formación es masiva, en general friable, porosa, permeable y no calcárea. Está atravesada por numerosos moldes de raíces, macroporos y canalículos (Kröhling y Orfeo, 2002). Esta unidad fue depositada en el Holoceno superior, entre 3500 y 1400 años antes del presente. Contiene fragmentos de cerámica y bolas de boleadoras (Kröhling, 1993). Esta formación sería parcialmente equivalente (parte superior) a los sedimentos holocenos descritos por Cantú como Fm. Laguna Oscura para el Sur de la provincia, aunque se trata de sedimentos en los que dominan las arenas muy finas.

Se presenta un perfil geológico tomado de (CAAAS, 1973) modificado para el área de estudio a partir de perforaciones correlacionadas para esta tesis. (Figura 3.6).

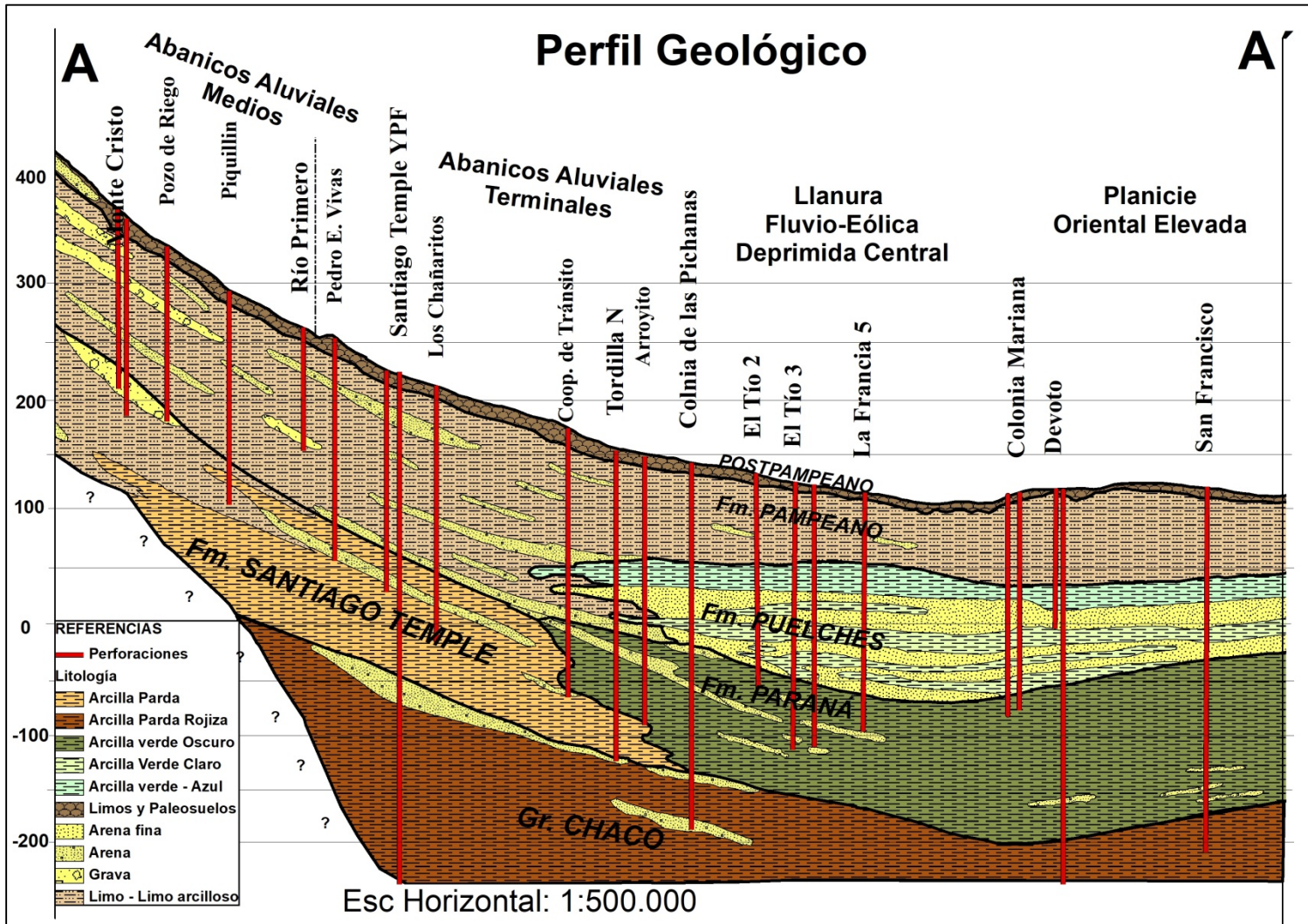


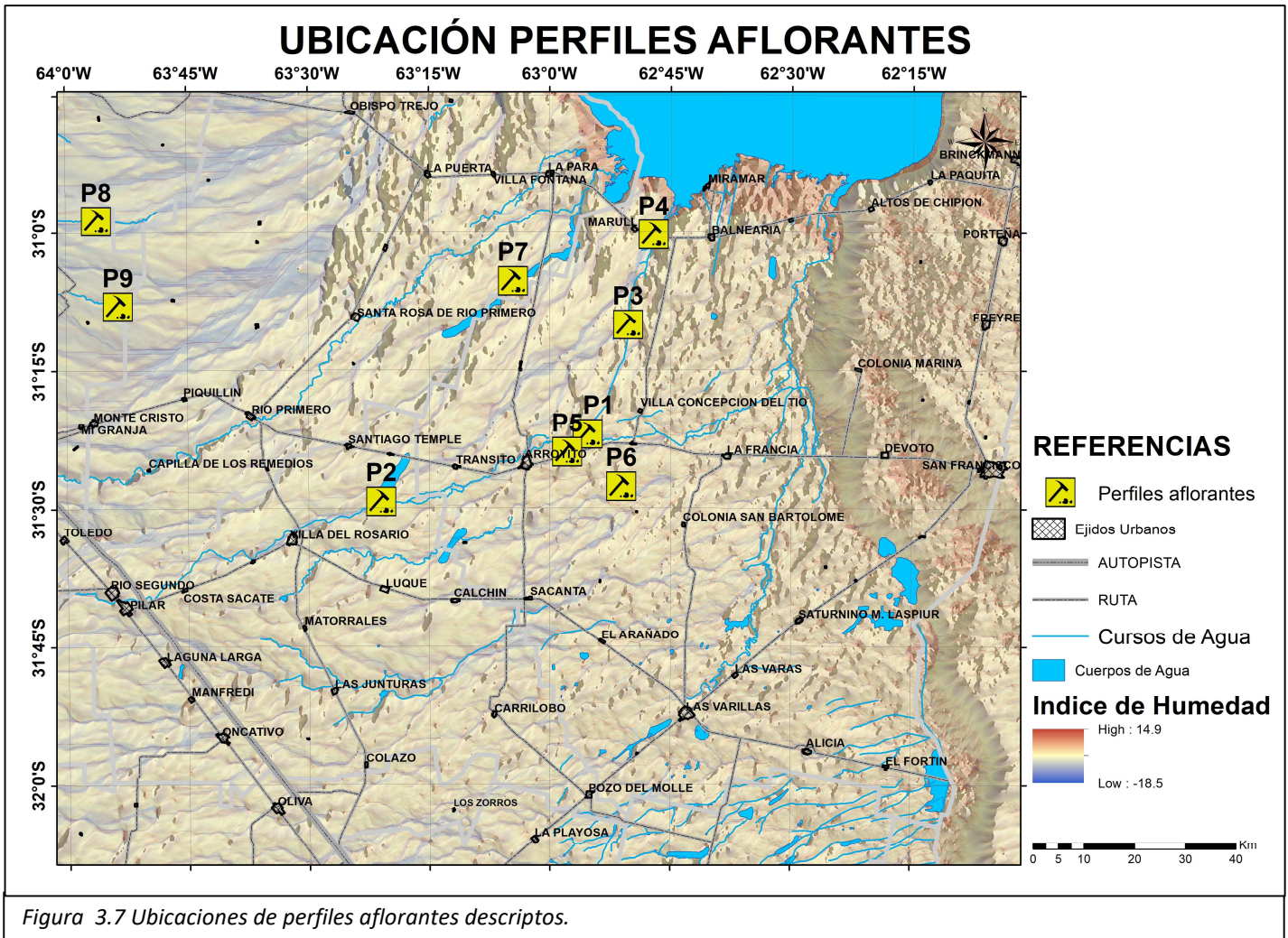
Figura 3.6 Perfil Geológico A-A', modificado de (CAAAS, 1973) para esta tesis. (1) los sedimentos postpampeanos (en sentido amplio según Fidalgo) incluyen varias formaciones desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad

3.2.2 Descripción de perfiles aflorantes.

El análisis estratigráfico de los sedimentos aflorantes se realizó a partir de datos recogidos para esta tesis en perfiles expuestos en las barrancas de los Ríos Xanaes, Suquia, en las márgenes de arroyos menores, en los diversos sistemas de cárcavas existentes en el área y en caminos profundizados por la erosión. A partir de la información recopilada, los perfiles aflorantes levantados y las perforaciones, se podrá disponer de una síntesis de la historia geológica de la región, fundamentalmente para realizar un cuadro hidroestratigráfico. En la figura 3.7, se muestra la ubicación de los perfiles aflorantes descriptos.

Perfil 1 (P1) (Barrancas del Río Xanaes)

Localización: El perfil se localiza a 3 km al Noreste de la localidad El Fuertecito. Esta descripción fue extraída del Informe beca de CONICOR realizado por Krohling (1993). (31°21'58.66"S 62°55'31.98"O)



Descripción: El perfil se presenta en talud vertical. La secuencia posee 6,6 metros de espesor. Se inicia con un cuerpo tabular de 3,5 metros de potencia, sin ver la base, conformado por loess. Es un limo masivo muy consolidado, castaño claro a castaño medio hacia abajo, con pequeños agregados de carbonato de calcio pulverulento diseminado. En la mitad inferior del perfil aparecen nódulos de óxido de hierro de pocos centímetros de diámetro, cementados por posible sílice, cuya frecuencia aumenta hacia abajo (**facies castaño clara con nódulos de óxido de hierro de Fm Tezanos Pintos**). En pasaje transicional se reconoce una unidad palustre formada por 2,6 m de limo consolidado con alternancias de capas de color gris oscuro, gris claro y castaño claro. En general el material está estructurado en prismas bien definidos, de tamaños centi-decimétricos. Estos se encuentran muy endurecidos y revestidos por un barniz que da los distintos tonos de grises observados. Hacia los laterales se ve el acuñamiento de algunas de las capas. Tiene pocas concreciones de carbonato de calcio (**Facies palustres gris de Fm. Tezanos Pintos**). En la parte superior del perfil se halla el suelo actual de 30 cm de espesor, compuesto por un limo castaño oscuro.

Interpretación: En la parte inferior del perfil se interpreta un ambiente con fluctuaciones de nivel freático en el cual se ha depositado el loess, y para la unidad superior se infiere un ambiente de sectores marginales o de canales abandonados, con drenaje deficiente ocupados por pequeñas lagunas poco profundas, las cuales fueron rellenadas con el loess durante el Pleistoceno Tardío.

Perfil 2 (P2) (Canteras próximas al Río Xanaes) Figura 3.8

Localización: El perfil se localiza a 9,5 km Sur de la localidad Los Chañaritos. ($31^{\circ}29'16.92''S$ $63^{\circ}21'1.53''O$)

Descripción: El perfil levantado se presenta en talud vertical. La secuencia posee 4,3 metros de espesor. Se inicia con un cuerpo tabular de 1,5 metros de potencia, sin ver la base por agua, conformado por arena muy fina a limo con algo de arcilla de color castaño medio a rojizo, se observan algo de laminación y procesos edáficos (se asigna con dudas a la Fm Pampeano).



Figura 3.8 Perfil Cantera próximo al R.

Continúa hacia arriba en forma discordante una unidad de 2,5 m compuesta principalmente de arena muy gruesa y gravas en secuencias granodecreciente, suelta, de color gris castaño muy claro a rosado, se observan laminación entrecruzada, sedimentos fluviales modernos. Hacia arriba a través de un contacto neto continua un cuerpo tabular de 30 cm, de color gris oscuro con gran cantidad de gravas dispersas, arena media y gruesa, mica y materia orgánica, sin laminación y aspecto cohesivo producto de la presencia de materia orgánica (sedimentos fluviales de abandono de canal, modernos).

Interpretación: Los sedimentos que se encuentran suprayacentes a la formación eólica Pampeano se interpretan como sedimentos fluviales de relleno de canal.

Perfil 3 (P3) (Barrancas del tramo canalizado del Río Plujunta). Figura 3.9

Localización: El perfil se localiza a 500 m al Este de Cna. San Rafael. Esta descripción fue extraída del Informe de beca de CONICOR realizado por Kröhling (1993). ($31^{\circ}10'5.36''S$ $62^{\circ}50'20.19''O$)

Descripción: El perfil se presenta en talud vertical. La secuencia posee 7 metros de espesor. Se inicia con un cuerpo tabular de 1,5 metros de potencia, sin ver la base, conformado por limo con poca arena fina a muy fina cuya proporción aumenta hacia abajo, de color castaño medio a oscuro en húmedo, con finos niveles de



Figura 3.9 Cascada en tramo de canal Plujunta.

duripan y nódulos de óxido de hierro cementados dispersos en la masa, hasta 10 cm de diámetro; algunas concreciones de carbonato de calcio de forma irregular alcanzan 10 cm de diámetro. Pasando transicionalmente se observan un cuerpo tabular de 5 m de loess, compuesto por un limo castaño claro, friable, con carbonato de calcio diseminado, con niveles de duripan de 50 cm de espesor medio ubicado a 1 m de profundidad. Hacia abajo se ven pequeños nódulos dispersos de óxido de hierro cementados y en la superficie del perfil pequeñas concreciones de carbonato de calcio. Por encima se presenta 30 cm de limo gris masivo, constituye el suelo actual. Luego en contacto neto se observan 20 cm de limo castaño claro, posiblemente correspondiente a un material sobreimpuesto al perfil por las obras de canalización, poco edafizado.

Interpretación: El perfil inicia con un loess grueso retrabajado correspondiente a la facie de aluvial arenosa de la Fm Tezanos, que correspondería al comienzo de último máximo glacial (8500 a 9000 A.P.) o Inicio del periodo seco del Pleistoceno Tardío.

Perfil 4 (P4) (Barrancas del tramo no canalizado del Río Plujunta). Figura 3.10

Localización: Cerca de las instalaciones del camping en el puente de la ruta N°17, Sobre la margen izquierda del río. (31° 0'16.76"S 62°47'11.33"O)

Descripción: El perfil se presenta en talud vertical de 4 m, y con un sobresalto horizontal de 3 metros, continua 1 metro más hasta llegar al pelo de agua del río Xanaes. La secuencia posee 5 metros de espesor. Se inicia con un cuerpo tabular de 1 metro de potencia, sin ver la base ya que está cubierta por el río xanaes, conformado por limo con abundante arena muy fina a gruesa, de color castaño rojizo. El grado de diagénesis es marcadamente superior al de la unidad suprayacente, muy cavernosa y muy consolidada, la parte externa del perfil muestra una película discontinua de sales blancas. No presenta estructuras internas visibles. Hay gran cantidad de nódulos de hierro. Se observa discordantemente un lente de 30 cm de espesor formado por un limo arcilloso, friable y de color verde claro próximo al techo de esta unidad (**Fm. Lagunilla del Plata**). Discordantemente continua hacia arriba un cuerpo tabular de 1,5 m de espesor de limo con escasa arena gruesa, castaño medio a castaño grisáceo, con carbonato de calcio diseminado. El perfil está muy afectado por diagénesis, con precipitación de sales principalmente en la parte exterior del mismo, bastante consolidado (**Fm. Marull**). A través de contacto neto continua hacia arriba un limo con poca arena fina de color castaño medio a castaño claro, de 2 metros de espesor, con un grado medio de diagénesis, con carbonato de calcio diseminado, se observan grietas de arcilla y aspecto abigarrado, localmente se observan intercalaciones de niveles limosos de 5 a 10

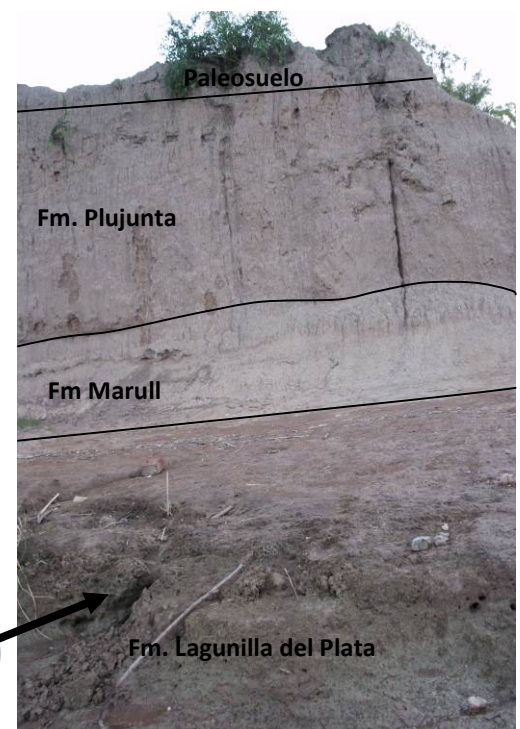


Figura 3.10 Perfil en Río Plujunta

superior al de la unidad suprayacente, muy cavernosa y muy consolidada, la parte externa del perfil muestra una película discontinua de sales blancas. No presenta estructuras internas visibles. Hay gran cantidad de nódulos de hierro. Se observa discordantemente un lente de 30 cm de espesor formado por un limo arcilloso, friable y de color verde claro próximo al techo de esta unidad (**Fm. Lagunilla del Plata**). Discordantemente continua hacia arriba un cuerpo tabular de 1,5 m de espesor de limo con escasa arena gruesa, castaño medio a castaño grisáceo, con carbonato de calcio diseminado. El perfil está muy afectado por diagénesis, con precipitación de sales principalmente en la parte exterior del mismo, bastante consolidado (**Fm. Marull**). A través de contacto neto continua hacia arriba un limo con poca arena fina de color castaño medio a castaño claro, de 2 metros de espesor, con un grado medio de diagénesis, con carbonato de calcio diseminado, se observan grietas de arcilla y aspecto abigarrado, localmente se observan intercalaciones de niveles limosos de 5 a 10

cm de color verde claro. (**Fm. Plujunta**). Por último se observa 50 cm de limo gris medio a oscuro, edafizado (Paleosuelo).

Interpretación: La Fm. Lagunilla del Plata corresponde a depósitos del abanico aluvial del río Xanaes, generados posteriormente al levantamiento de las Sierras Pampeanas (en el Terciario). La extensión lateral del afloramiento sugiere un no confinamiento de las corrientes que aportaron estos sedimentos. La Fm Marull, por su relación de techo y base también se supone depositada durante este periodo, pero su reducida extensión lateral, en comparación con la anterior, indicaría depósitos de corrientes encauzadas del abanico. La Fm. Plujunta por su lugar de aparición, su posición estratigráfica y la relación de base con la Fm. Marull, se vincula con depósitos de corrientes encauzadas correspondientes a uno de los canales de mayor jerarquía del abanico. En general las unidades sedimentarias que forman parte del abanico aluvial de río Xanaes se vinculan con episodios sedimentarios en los que tuvo lugar una descarga efímera y muy importante de materiales tractivos-suspensivos, durante el periodo húmedo del Pleistoceno superior (hasta poco antes del último máximo glacial).

Perfil 5 (P5) (Barrancas de los canales inactivos del Río Xanaes)

Localización: El perfil se localiza metros al Norte la localidad El Fuertecito. Esta descripción fue extraída del Informe de beca de CONICOR de Kröhling (1993). (31°23'59.71"S 62°57'56.45"O).

Descripción: En la barranca derecha. La secuencia posee 3 metros de espesor. Se inicia con un cuerpo tabular de 2 metros de potencia, sin ver la base, conformado por arena muy gruesa con mucha cantidad de limo, friable de color castaño claro, los granos son subangulares a subredondeados, en general de cuarzo con abundante mica. Transicionalmente pasa hacia arriba a una unidad de 1 m de espesor compuesta de arena media limosa predominantemente, suelta, castaño oscuro, con bajo porcentaje de guijas, arena muy gruesa y fina, con granos subangulares a angulosos de cuarzo y abundantes placas de micas, se observan procesos edáficos en la parte superior de la unidad.

Interpretación: Depósitos fluviales de canales del abanico.

Perfil (6) (Bajo recto en interfluvio). Figura 3.11

Localización: El perfil fue descrito en el corte de un camino profundizado a 4 km al sur de la localidad de El Tío, en la intersección de un bajo recto con el camino. (31°27'39.24"S 62°51'10.57"O)

Descripción: El perfil se presenta casi verticalmente, de 1,3 metros de espesor, en la parte inferior comienza con una unidad de 40 cm de espesor, sin ver la base, de limo loésico castaño claro, con leves procesos pedogenéticos, con concreciones de carbonato de calcio que aumentan hacia la base. Continúa transicionalmente hacia arriba una unidad



Figura 3.11 Perfil Bajo Recto en interfluvio

palustre de 30 cm, limo arcilloso con abundante materia orgánica, gasterópodos y óxidos de hierro. Hacia arriba pasa gradualmente a un horizonte de suelo Bt de 30 cm de espesor con muy buen desarrollo de estructuras y contenido de barnices clay-húmicos, el cual se observa muy bien a metros al sur de este perfil. Continúa discordantemente una capa aluvial de 30 cm de espesor limo arcillosa con muy poco contenido de arena muy fina, con laminaciones de escurrimiento, la cual forma el suelo actual del bajo.

Interpretación: El perfil representa el desarrollo de un suelo en un ambiente con alto contenido de humedad, en el cual se llega a ver profundos procesos pedogenéticos “Bt bien desarrollados” que en un proceso posterior han sido decapitados por el funcionamiento del bajo, el cual además ha depositado la última capa del perfil.

Perfil 7 (P7) (Barrancas de la cañada del Manantial)

Localización: Junto a un puente a 7,5 km aguas arriba de la confluencia de la cañada con el Río Suquia. Esta descripción fue extraída del Informe de beca de CONICOR realizado por Kröhling (1993) (31° 5'19.60"S 63° 4'37.67"O)

Descripción: La barranca de perfil irregular y de 1,1 m de espesor, muestra de abajo hacia arriba y sin ver la base, 50 cm de limo con poca arena fina, castaño oscuro en húmedo, con carbonato diseminado. Contiene restos de materia orgánica parcialmente descompuestos. En la base aparecen nódulos de óxido de hierro y en la superficie algunas concreciones en forma de muñecas de hasta 2 cm de longitud y 1 cm de diámetro. En pasaje transicional se observa 60 cm de arena fina limosa, mal seleccionada, color castaño oscuro en húmedo, constituyendo el suelo actual.

Interpretación: La base del perfil se la puede asignar a sedimentos desarrollado en un ambiente con alto contenido de humedad, la cual pasa a depósitos clásticos de la paleo faja fluvial del río Xanaes.

Perfil 8 (P8) (Barranca río Jesús María). Figura 3.12

Localización: A 12 km al Este de Jesús María, barranca izquierda. (30°58'41.99"S 63°56'15.25"O)

Descripción: El perfil se presenta en talud vertical en la margen izquierda del río. La secuencia posee 6,2 metros de espesor. Se inicia con un cuerpo tabular de 4 metros de potencia sin ver la base, compuesto por material loésico masivo castaño claro, pulverulento y friable y muy uniforme, en la parte superior localmente con presencia de gasterópodos de 2 cm de largo. Hacia arriba continúa transicionalmente un paquete de 1,2 metros de espesor, el cual muestra los efectos de procesos pedogenéticos muy marcados, incluyendo un horizonte B muy oscuro con gran cantidad de materia orgánica y estructura (paleosuelos decapitados). En forma discordante pasa a una capa de 1 m de



Figura 3.12 Perfil barrancas del río Jesús María

espesor formada por arenas medias y gruesas, con lentes de arena muy gruesa y algunas guijas, mostrando estructuras laminares (aluvial). En la parte superior del perfil se observa el suelo actual con escasos procesos pedogenéticos.

Interpretación: La unidad loésica inferior correspondería a la Fm. Tezanos Pintos (facies primaria) del pleistoceno tardío, depositada con un clima muy árido producto del último máximo glacial. La unidad suprayacente (Paleosuelos decapitados) correspondería a un mejoramiento climático ocurrido en el periodo húmedo Hipsitermal (desde 9000 hasta 3500 A.P). El perfil termina con sedimentos clásticos aluviales recientes depositados por el río Jesús María, los cuales presentan leves procesos pedogenéticos.

Perfil 9 (P9) (Camino a Tinoco). Figura 3.13

Localización: A 1 km al Sur de la localidad de Tinoco, el camino se encuentra profundizado. (31° 8'1.48"S 63°53'37.23"O)

Descripción: El perfil se presenta en vertical de 1,7 m de espesor. La parte inferior del perfil de 1 metro de espesor, es loess compuesto principalmente por limo, castaño amarillento claro, pulverulento (Fm. La Invernada?). Pasa transicionalmente hacia arriba a una capa de 70 cm de espesor, horizonte de suelo Bt, con barnices y materia organica, el cual está decapitado y reemplazado en la parte superior por un limo arenos que forma el suelo actual.



Figura 3.13 sedimentos loésicos, asignables a Fm. La Invernada (camino a Tinoco)

3.2.3 Tectónica local

El reconocimiento de la tectónica de la Llanura Pampeana realizado por Pasotti y Castellanos (1966) se basa fundamentalmente en observaciones geomorfológicas.

De acuerdo con Pasotti y Canoba (1979) la Llanura Pampeana es el resultado de la colmatación de una cuenca intracratónica de plataforma con dos direcciones tectónicas dominantes, expresadas por fracturas y ondulaciones de gran radio de curvatura.

Durante el cuaternario el basamento cristalino soportó movimientos amplios y simples sinusoidales, que originaron tres grandes bloques: de Oeste a Este se los conoce estructuralmente como “pampa elevada”, “pampa hundida” y “pampa levantada” y geográficamente como “pampa pedemontana”, “pampa de las lagunas” y pampa ondulada” respectivamente (Pasotti y Castellanos, 1963).

La deformación se asemeja a un “pliegue de gran radio de curvatura” con dos máximos (pampa elevada y pampa levantada) y un mínimo intercalado (pampa hundida), que modificó la pendiente pues se levantó la parte oriental y hundió la central (Pasotti, 1974; Pasotti y Canoba, 1979).

Cada uno de estos bloques posee morfología y comportamiento propio ya que están separados por “geofracturas”. Estas se encuentran cortadas por dislocaciones transversales ortogonales (Pasotti, 1974).

La “pampa elevada” comprende el piedemonte de las Sierras de Córdoba y una angosta faja occidental de la llanura cordobesa. Está separada de la “pampa hundida” por la geofractura que pasa por las localidades de San Francisco del Chañar y Hernando. Este último bloque corresponde a la llanura oriental cordobesa y se extiende hasta la geofractura que cruza por Tostado-Selva. El límite oriental de la “pampa levantada” es la fractura recorrida por el Río Paraná que la separa del bloque mesopotámico (Pasotti y Castellanos, 1966).

En el bloque occidental hay un constante aporte sedimentario procedente de la zona montañosa que acompaña el movimiento de ascenso del mismo, lo que condujo en parte a que los cursos de agua hayan alcanzado en su encajamiento sedimentos del Plioceno superior. En la “pampa hundida”, por su continuo descenso y colmatación, aquellos han ensanchado los valles de fondo plano, en sus barrancas afloran solamente sedimentos del Holoceno. En la “pampa levantada” el levantamiento acompañado por un ligero basculamiento favorece el escurrimiento de las aguas, que inciden hasta el Pleistoceno inferior (Pasotti, 1974).

3.2.4 Breve reconstrucción de la historia geológica neógeno superior- cuaternario de interés para esta tesis

Como se desprende de los relevamientos realizados a campo y de los antecedentes litológicos y estratigráficos recogidos para la zona de estudio y otros sectores de la provincia de Córdoba y provincias vecinas, hubo episodios repetidos de cambio climático en el Cuaternario de la provincia, que en conjunto con la fase final del Neógeno (durante el cual hubo intrusiones marinas en la provincia) constituyen periodos de gran relevancia en la depositación de sedimentos que definen los aspectos hidrogeológicos más importantes de la región.

Las características geomorfológicas–estratigráficas de la Provincia de Córdoba se desarrollaron en respuesta a las mencionadas oscilaciones climáticas, y si bien poseen un alto control estructural, según Carignano (1999) su desarrollo puede ser correlacionado con los cambios en la precipitación y los regímenes hidrológicos. Así, la alternancia de periodos marcados por el clima seco y las altas tasas de evapotranspiración se intercalan con intervalos más húmedos y pueden correlacionarse con evidencias estratigráficas y geomorfológicas a nivel regional.

Previo a la evolución cuaternaria en la provincia, en el Mioceno hubo una intrusión marina somera. De acuerdo con lo propuesto por Fernandez Garrasino y Vrba (2000), la Formación Paraná (Irigoyen, 1969) constituye el principal depósito marino del Neógeno para la región chacoparanaense. Como se indicara fue reconocida en el borde Este de la provincia (Renz, 1993). Representa la etapa transgresiva del mar Paranaense y está constituida casi totalmente por arcilitas de colores verdosos, azulados o gris amarillentos. El mar paranaense, somero y de aguas templadas a cálidas según Russo et al. (1979) fue identificado también en la cuenca de Laboulaye, en Viamonte, escasamente en Levalle, entre otras localidades (Gómez, 1995, Blarasin, 2003). Esta breve intrusión marina es de

edad Neógena (Mioceno). Para la misma época al oeste se depositaron potentes capas de materiales continentales de diversas granulometrías, eólicos y fluviales que en el Sur de Córdoba fueron asignados a la Fm Tigre Muerto y en el centro Norte y norte se corresponderían con la Fm. Santiago Temple. Tanto en la porción oriental de la provincia, donde abundan depósitos marinos en profundidad, como en la occidental, donde los sedimentos son continentales, aparecen capas, en general de poco espesor, muy permeables de gran interés hidrogeológico. Sobre la Formación Paraná yacen sedimentos litológicamente muy parecidos, pero que no poseen origen marino. Se trata de las arenas Puelches que si bien son conocidas como Fm Puelches su nombre formacional es Fm Itzaingó, (Doering 1882), son secuencia de arenas cuarzosas sueltas, finas y medianas, de tonalidades amarillentas a blanquecinas, de origen fluvial y edad Pliocena superior – Pleistoceno Inferior, intercaladas con capas arcillosas-limosas, que no aparecen en el sector occidental de la provincia. Su mayor importancia se da en las provincias de Santa Fe y Buenos Aires y tienen gran relevancia hidrogeológica.

La base del pleistoceno está representada en general por depósitos finos eólicos, fluviales, palustre con varios niveles de paleosuelos o calcretes intercalados, especialmente reconocibles al Oeste de la zona de estudio y que se los denomina en forma general como Fm Pampeano. El pleistoceno tardío esta fundamentalmente representado por depósitos de loess y la formación de grandes abanicos aluviales (Carignano, 1999), figura 3.14a. Estos sedimentos y los accidentes geográficos son representativos de un clima seco.

La transición hacia el Pleistoceno tardío se caracterizó por el inicio de un régimen de clima húmedo, dando lugar a una mayor actividad fluvial y la sedimentación, la expansión e integración de redes de drenaje, (Fm Chocancharava, Lagunilla del Plata, Marull y Plujunta) y el desarrollo de las zonas palustres y procesos de pedogénesis en interfluvios, que implica la precipitación de sílice y sesquióxidos (eq Geosuelo El Cerrito), figura 3.14.b. Durante el último tiempo Pleistoceno y el Holoceno temprano, coincidiendo en parte con el último Maximum glacial, un clima seco y fresco dio a lugar a la actividad eólica y la deposición de loess (La Invernada y/o Tezanos Pinto), figura 3.14.c. La primera mitad del Holoceno se caracteriza por condiciones húmedas subtropicales, establecidas en toda la región (Fm Las lajas, Fm La Granja,), acompañado por el desarrollo de la pedogénesis con prominentes horizontes Bt (suelo las tapias), modificación de las redes de drenaje, figura 3.14.d. Durante la segunda mitad de Holoceno tardío, estas condiciones cálidas y húmedas fueron reemplazadas por un clima semiárido, lo que resulta en la deposición eólica generalizada. La acción del viento forma hoyas de deflación y dunas en varias áreas (Fm Laguna Oscura), figura 3.14.e. El clima volvió a las condiciones subhúmedas y templadas durante la última parte del Holoceno tardío, desarrollándose pequeñas áreas de humedales, figura 3.14.f. La Pequeña Edad de Hielo se caracterizó por el deterioro climático, y la deposición de una capa delgada de sedimentos eólicos (Fm San Guillermo). El actual clima de Córdoba es subhúmedo y templado, y las redes se encuentran en pleno procesos de reinstalación con pedogénesis en los interfluvios.

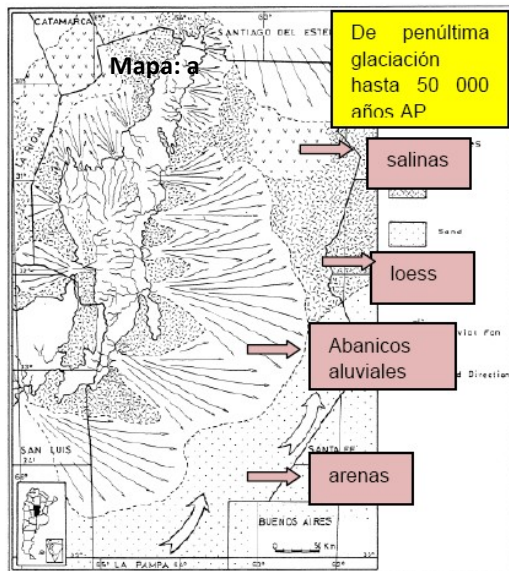


Fig. 3. Geomorphological scheme showing the scenario from penultimate glaciation to ca. 50,000 yr BP.

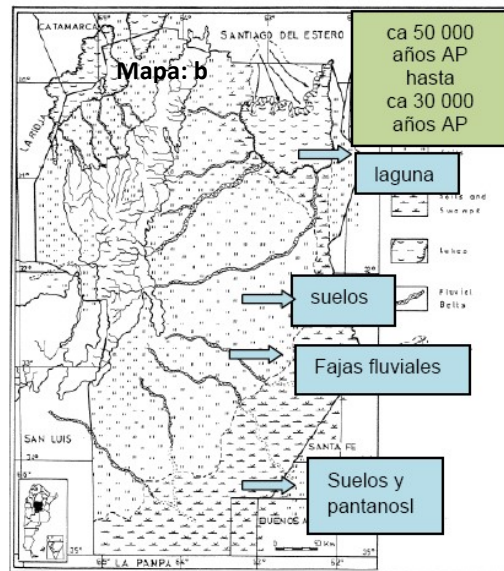


Fig. 4. Geomorphological scheme showing the scenario from ca. 50,000 yr BP to ca. 30,000 yr BP.

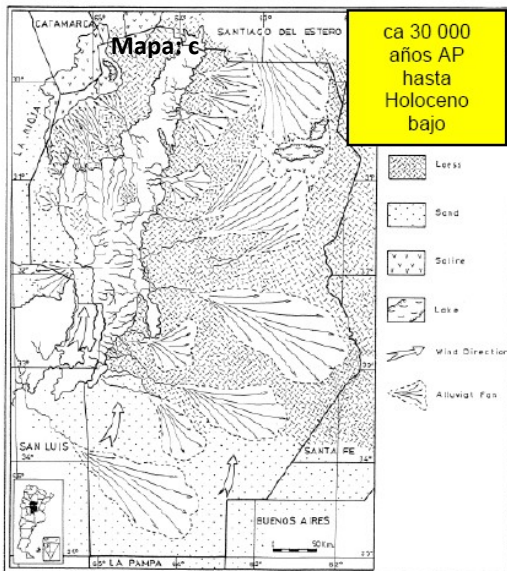


Fig. 5. Geomorphological scheme showing the scenario from ca. 30,000 yr BP to Early Holocene ca. 8,000 yr BP.

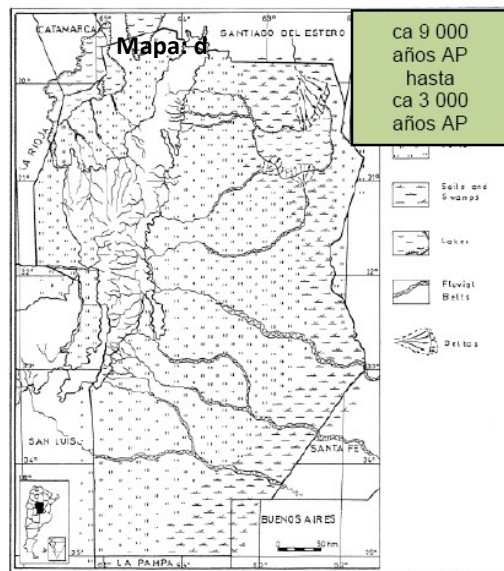


Fig. 6. Geomorphological scheme showing the scenario from ca. 8,000 yr BP to ca. 3,000 yr BP.

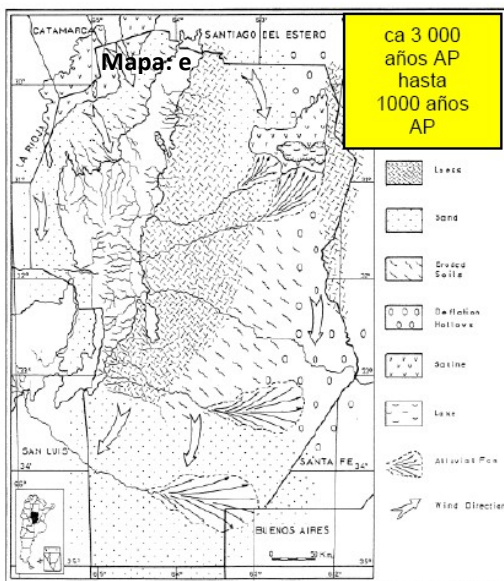


Fig. 7. Geomorphological scheme showing the scenario from ca. 3,000 yr BP to ca. 1,000 yr BP.

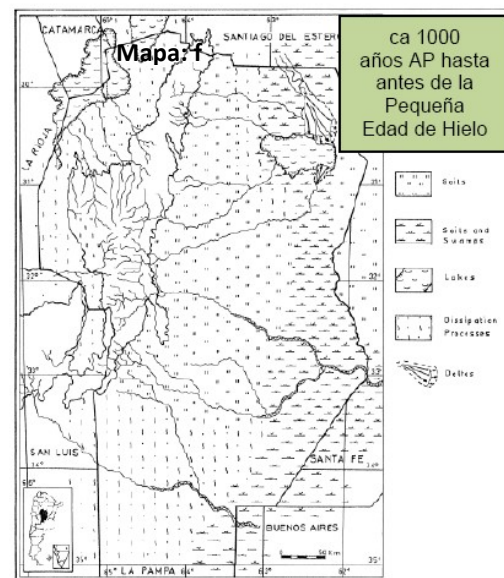


Fig. 8. Geomorphological scheme showing the scenario from ca. 1,000 yr BP to before the Little Ice Age.

Figura 3.14 Resumen de las diferentes etapas que durante el cuaternario sufrió la provincia de Córdoba al alternarse etapas frías y secas (glaciales) y otras cálidas y húmedas (Carignano, 1999)

CAPÍTULO 4 CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

4.1 GEOMORFOLOGÍA REGIONAL

A escala regional la geomorfología de la provincia de Córdoba se compone de dos regiones geomorfológicas de primer orden: la zona de montañas y las grandes llanuras (sensu Iriondo, 1989, 1990 a,b).

La zona de montañas pertenece al sistema de Sierras Pampeanas de Argentina y comprende cuatro unidades mayores: Sierra Norte, Sierras Chicas-Las Peñas, Sierras Grandes-Comechingones y Sierras de Pocho-Guasapampa. La longitud mayor es en sentido norte-sur con una extensión de 430 Km y el ancho máximo es de 110 Km (Vázquez et al, 1979). La altitud varía desde cerca de 550 m.s.n.m (contacto con el pie de monte) hasta los 2790 m.s.n.m (Cerro Champaquí). Se trata de un complejo paisaje dominado por antiguas superficies de erosión paleozoicas, cretácicas y neógenas, disectadas, elevadas y basculadas tectónicamente (Rabassa et al, 1996). En algunos casos estas superficies están cubiertas por sedimentos neógenos y cuaternarios (Pampa de Pocho, Pampa de Olaen, etc.).

Las grandes planicies de la provincia de Córdoba se pueden agrupar en cinco ambientes geomorfológicos mayores: Bolsón de las Salinas Grandes y Salinas de Ambargasta, depresión de la Laguna Mar Chiquita, planicie fluvio-eólica central, planicie arenosa eólica del sur y ambientes pedemontanos (Carignano, 1996). Figura 4.1

El bolsón de las Salinas Grandes y Salinas de Ambargasta se localiza en el ángulo noroeste de la provincia. Es una depresión endorreica cuyo borde externo se ubica a los 500 m.s.n.m. y el punto más bajo a 175 m.s.n.m. Salinas Grandes es una de las playas más grandes de sud América, tiene una extensión cercana a los 4700 Km²; junto con las vecinas salinas de Ambargasta (4200 Km²), San Bernardo (7,2 Km²) y la Antigua (410 Km²) forman uno de los sistemas hipersalinos más grandes del mundo (Dargám, 1995).

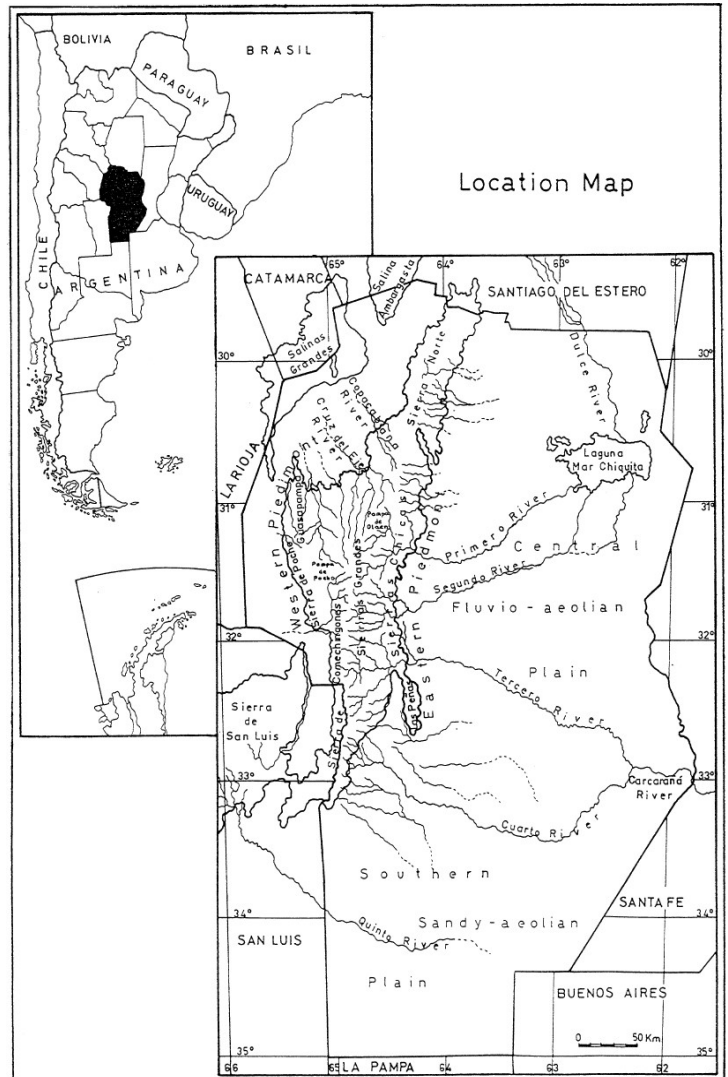


Figura 4.1 Tomada de Carignano, 1996. Revista IGM Vol.11,

La depresión de Mar Chiquita está en el noreste de la provincia, tiene una extensión variable desde 1800 Km² (en épocas con bajo nivel) hasta más de 5000 Km² (en crecidas registradas desde mediados de la década del 70) y su superficie se ubica entre los 65 m.s.n.m y los 72 m.s.n.m (Carignano, 1996a). Este cuerpo de agua, el más grande de Argentina, es un lago salino somero bordeado por pantanos que colecta las aguas de los ríos Dulce, Suquia y Xanaes; su profundidad media oscila entre los 2 y 14 m.

El ambiente pedemontano constituye un área de transición entre la zona de montañas y la llanura; se extiende desde los últimos afloramientos orientales de las sierras hasta aproximadamente los 400 m.s.n.m. Es un paisaje caracterizado por un terreno ondulado con suaves lomas y colinas separada por valles amplios de fondo plano. Comprende una serie de abanicos fluviales que, gradualmente, se interdigitan con limos y arenas fluvio-eólicas y materiales loessoides (Carignano, 1994, 1996b, 1997). En este ambiente pueden aparecer relictos de basamento.

La planicie eólica arenosa del sur se ubica al sur de los 33°00'S y además del sur de la provincia comprende partes de las vecinas provincias de San Luis, La Pampa, Buenos Aires y Santa Fe. Se caracteriza por sus grandes formas de deflación (Iriondo, 1990a), campos de dunas y mantos de arena. La región pertenece a un sistema geomorfológico mayor denominado Sistema Eólico Pampeano (Iriondo, 1990a, 1991, 1994) que abarca el centro de la Argentina. El río Quinto la cruza desde el noroeste atravesando un complejo ambiente fluvial solapado por las formas eólicas.

La planicie fluvio-eólica central es una extensa llanura localizada al este de las sierras de Córdoba, tiene una superficie de más de 40.000 Km² y sus extremos altitudinales se ubican en los 400 m.s.n.m. y 80 m.s.n.m. Esta planicie se caracteriza por un paisaje plano o casi plano dominado por la dinámica de los grandes ríos que fluyen desde las sierras cercanas, los ríos Suquia, Xanaes, Ctlamuchita y Chocancharava que la surcan de oeste a este a través de amplias fajas fluvio-eólicas, donde se reconocen antiguos canales, terrazas, lagunas semicirculares y grandes planicies de inundación abandonadas (Carignano, 1996).

La Llanura Chaco-Pampeana es una gran planicie agradacional con una leve pendiente hacia el E-SE, en el Sur de Córdoba, y una leve pendiente hacia el E-NE en el Norte de Córdoba. Las variaciones en el relieve se deben a la presencia de bloques estructurales y ciclos de denudación-agradación controlados por las oscilaciones climáticas del Cuaternario, presentando en general un relieve moderado a suavemente ondulado, integrado por formas eólicas, fluviales y palustres (Degiovanni et al., 2005).

En este contexto la zona de trabajo se ubica dentro de la planicie fluvio-eólica central y la depresión de Mar Chiquita.

4.2 GEOMORFOLOGÍA LOCAL

La clasificación utilizada y la terminología empleada para designar específicamente a los grupos que se han identificado en las distintas categorías, surge de la propuesta de Passotti y Castellanos (1966), Iriondo (1987), y principalmente a Degiovanni et al. (2005). Se han tenido en cuenta además los últimos aportes de Carignano et al. (2014). Tiene un fuerte condicionante genético en todos los niveles y una participación importante de las morfoestructuras en las jerarquías superiores, el segundo nivel se hace énfasis en los ambientes sedimentarios donde se generaron las formas de superficie, o bien variantes denudativas por control litológico-estructural; el tercer y cuarto nivel reflejan variantes morfológicas y morfodinámicas de estos ambientes.

I. Pampa Loésica Elevada

Se corresponde con una morfoestructura regional que se extiende desde el piedemonte oriental de las Sierras Chicas de Córdoba y que Passotti y Castellanos (1966) denominaran *pampa elevada*. Se trata de un plano alto, localmente llamado plataforma basculada (et al., 1979.), con pendiente regional hacia el Este bastante uniforme y que disminuye en el mismo sentido. Sobre el límite occidental los valores de las pendientes varían entre 2 a 0,5% siendo este último valor el dominante de la porción oriental. La clasificación geomorfológica propuesta se presenta en Tabla 4.1.

Estructuralmente, esta unidad constituye un bloque elevado o basculado hacia el Este por fallas geológicas del basamento profundo, parcialmente cubierto por depósitos de piedemonte y luego por una potente sedimentación eólica. Exceptuando las fajas fluviales recientes, superficialmente sólo se encuentra el loess franco limoso muy homogéneo donde se han observado espesores hasta de 50 metros (Figura 4.2). Esta unidad ocupa un área de 7000 Km².

I.1 Llanura Fluvio-Eólica bien drenada

Esta subunidad se caracteriza por un paleorelieve fluvial constituido por abanicos aluviales de los ríos Suquia y Xanaes, generados en los distintos estadios climáticos, los cuales se hallan cubiertos y o interdigitados por sedimentos eólicos. El relieve es moderadamente ondulado, donde alternan interfluvios y paleocanales. La pendiente en general varía de 1% a 0,5% siendo este último valor característico del sector oriental de la unidad

Tabla 4.1 Clasificación geomorfológica del área de estudio.

Provincia Geomorfológica	Unidad Geomorfológica	Subunidad Geomorfológica	Zonas Geomorfológicas	
Llanura Pampeana	I- Pampa Loésica Elevada	Llanura Fluvio-Eólica bien drenada	Abanicos aluviales medios del Río Suquia y Xanaes	
			Fajas Fluviales Actuales	
			Interfluvios Eólicos	
		Llanura Eólica Bien Drenada	Planicie eólica inclinada	
				Planicie loésica con drenaje Surectangular
	II-Llanura Fluvio Eólica Deprimida Central	Llanura predominantemente aluvial		Abanicos aluviales terminales del Suquia y Xanaes
				Interfluvios eólicos con paleocanales
				Fajas Fluviales Actuales
		Llanura eólica		Hoyadas de deflación
				Zona de drenaje Araña
		Depresión de Tortugas – San Antonio		Llanura de inundación del Río Segundo viejo
	Área de cañadas y hoyadas de deflación inundadas			
	III-Depresión de Mar Chiquita	Depresión Lacustre de Mar Chiquita		Complejo litoral
				Laguna Mar Chiquita
IV-Bloque elevado Oriental	Alto de Morteros		Planicie loésica oriental elevada	
			Escarpe occidental	

Mapa Geológico - Geomorfológico

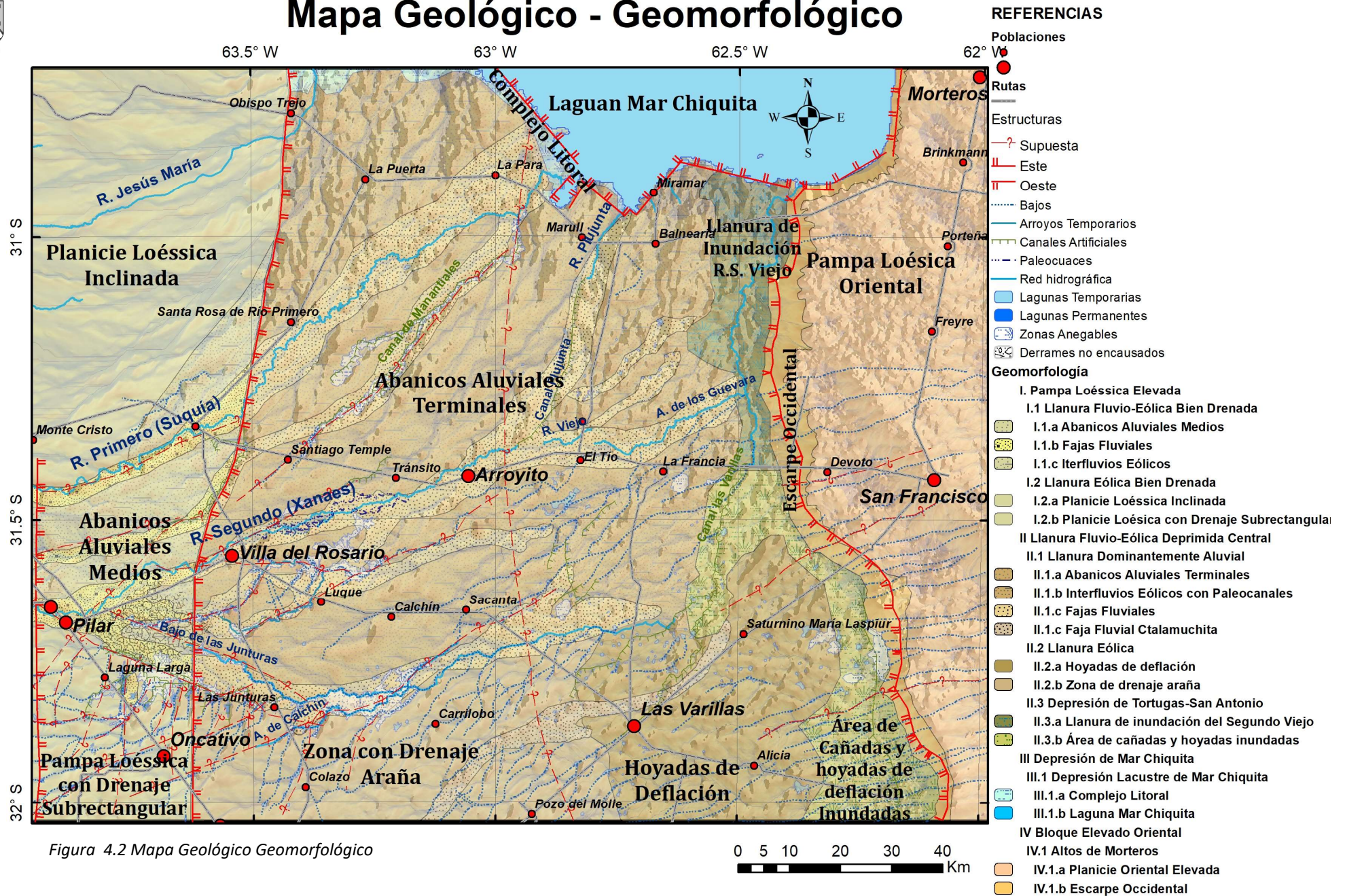
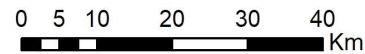


Figura 4.2 Mapa Geológico Geomorfológico



I.1.a Abanicos aluviales medios del Río Suquia y Xanaes

Son abanicos de fajas, las cuales permanecieron activas durante prolongados periodos de tiempo, llegando a desarrollar geformas muy maduras. Los abanicos son visibles únicamente con imágenes Landsat o SRTM, ya que en el campo es casi imposible identificarlos debido a la cubierta loésica que los cubre casi totalmente Figura 4.3. La identificación individual de cada abanico es muy difícil aun utilizando imágenes satelitales, sin embargo, se han dividido utilizando como límite o línea de



Figura 4.3 Imagen SRTM "Aspect", mostrando abanicos aluviales y estructuras principales.

coalescencia un paleocauce del Río Xanaes "Cañada del Manantial" que se desprende al Oeste de la Localidad de Pilar próximo al ápice, y se dirige con rumbo N-NE hasta unirse con la faja fluvial actual del río Suquia a la altura de su desembocadura en la Laguna del Plata fuera de los límites de esta unidad. Hacia el Sur coincide con una importante paleo faja fluvial que se desprende, con rumbo Sureste, de la faja fluvial actual a la altura de la localidad de Pilar. El límite Norte queda definido por un leve cambio en el gradiente topográfico y en la textura de las imágenes satelitales. Finalmente se muestra en la Figura 4.4 un modelo de elevación digital con un tratamiento matemático denominado Índice de Humedad (SagaGis), donde con diferentes transparencias de otros tratamientos matemáticos como LS-Factor y Aspect se puede observar muy claramente la presencia de un mega abanico aluvial formado por la coalescencia de los abanicos de los ríos Suquia, Xanaes y Ctlamuchita.

INDICE DE HUMEDAD ABANICOS ALUVIALES

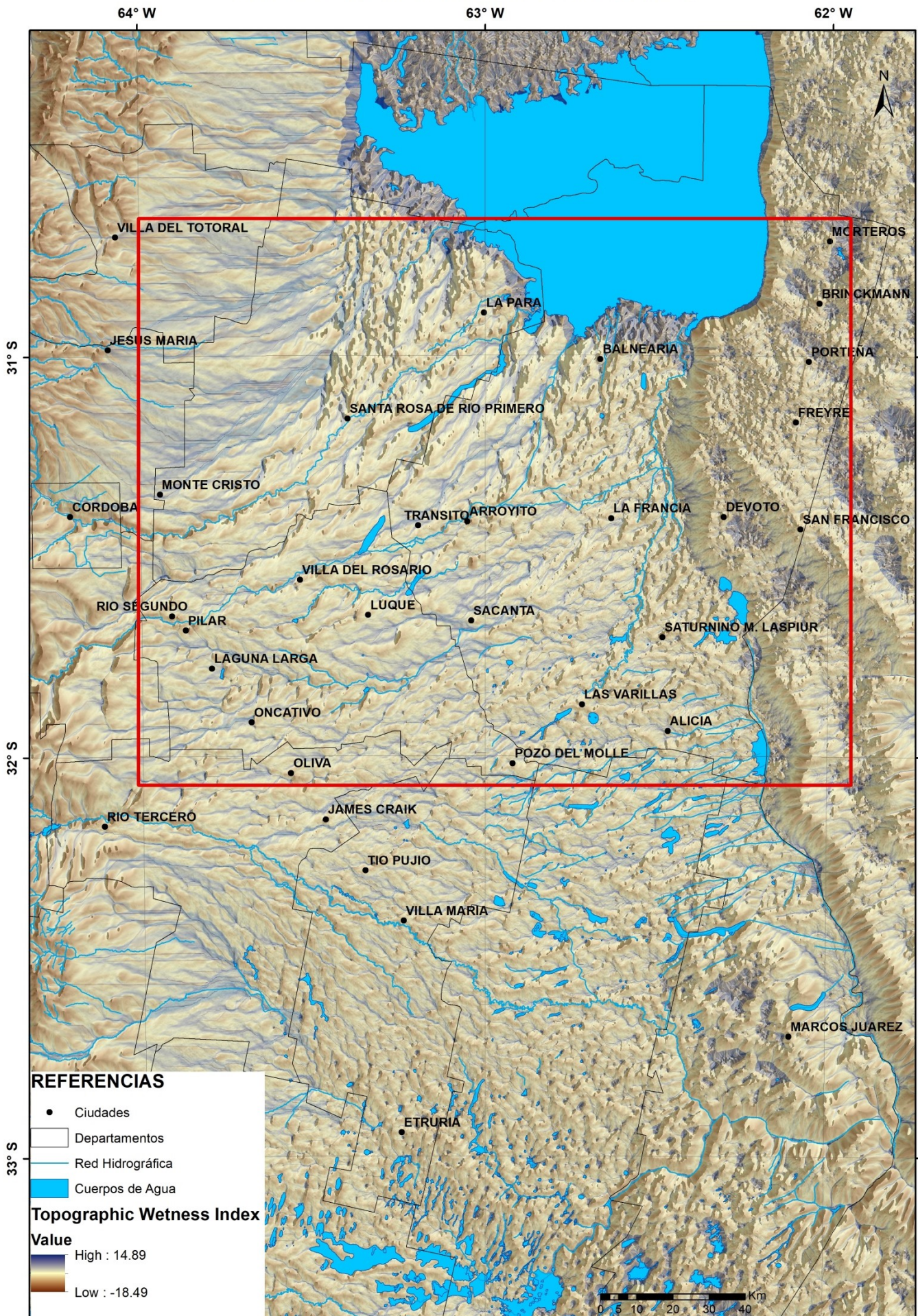


Figura 4.4 Indicie de humedad, mostrando en rojo el área de estudio y las zonas geomorfológicas.

El río Xanaes presenta dos paleocanales rectilíneos y de poco ancho (1 Km) a la salida de la depresión periférica y en proximidades de la localidad de Río Segundo tiene el ápice del abanico medio, en el cual se identificaron cinco fajas fluviales, las que se presentan con un carácter dicotómico, divergiendo desde el ápice del abanico hacia el Noreste y Sureste. En las proximidades de la localidad de Pilar se observa una importante zona de paleocauces en varias direcciones, producto de la disminución de pendiente regional hacia el Este. Estos son fácilmente identificables con imágenes satelitales, ya que presentan una textura más clara producto de los sedimentos arenosos de estas fajas. Otra característica que permite identificarlos es que representan zonas más bajas, y debido a la escasa pendiente se generan lagunas temporarias y cañadas en gran parte de su recorrido (Figura 4.5).

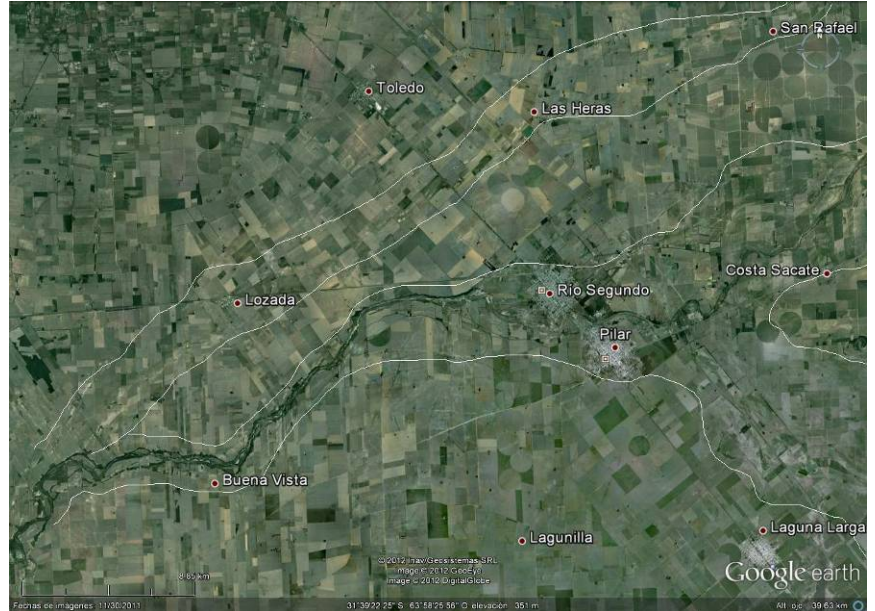


Figura 4.5 Ápice de Abanico con paleo Fajas Fluviales río Xanaes.

El paleoabanico del río Suquia está poco representado en esta unidad, tienen su ápice en proximidades de la localidad de Capilla de los Remedios, donde se reconoce dos paleocanales al norte del cauce actual, muy disipados, con diseños de baja sinuosidad y anchos del orden de 1,5 Km. La orientación de este abanico es hacia el Noreste.

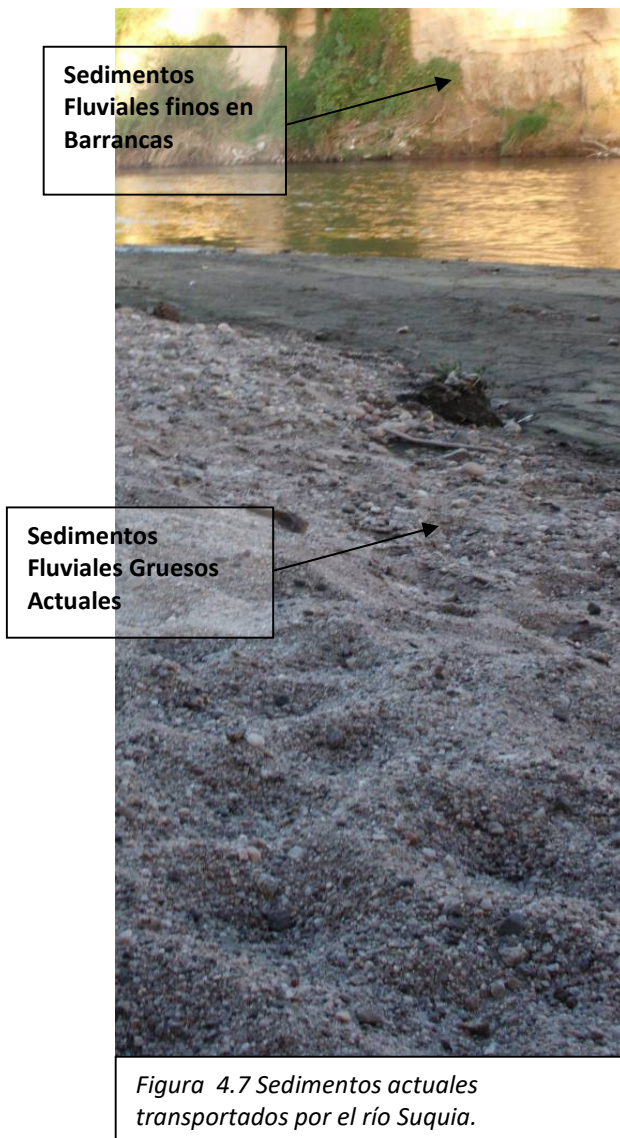
Existe evidencia litológica de su existencia en el subsuelo gracias a los Registro Gráficos de Perforación de la SSRH.

1.1.b.- Fajas fluviales actuales

La faja fluvial reciente del río Suquia ingresa a la unidad por el Oeste con una dirección Noroeste-Sureste y un cauce fluvial encajado, con barrancas de 20 metros o más (Figura 4.6). Próximo a la localidad de Capilla de los Remedios la faja fluvial cambia de rumbo hacia el Este-Noreste, y se observa una progresiva disminución de la altura de las barrancas hasta la localidad de Río Primero. A partir de aquí, se observa una pequeña inflexión hacia el Norte, quedando la faja fluvial en dirección al Noreste hasta salir de la unidad. También a partir de esta última localidad,



Figura 4.6 Faja Fluvial actual del río Suquia



se observan claramente un aumento en la cantidad de paleocauces y derrames. Esta faja tiene un ancho que varía de 1 a 3 Km con al menos 2 niveles de terrazas bien desarrolladas. El cauce presenta un patrón meándrico de mayor longitud de onda y uno menor sobreimpuesto de menor sinuosidad, con márgenes activos, observándose erosión en las márgenes. Los materiales que transporta en este tramo son típicamente psamíticos y psefíticos. (Figura 4.7) A la altura de Capilla de los Remedios se observa la clara diferencia entre los materiales muy gruesos que transporta en la actualidad y los en general más finos que se observan en los depósitos de las barrancas.

La faja Fluvial reciente del río Xanaes tiene un ancho que varía de 2 a 3 Km de ancho, en este tramo se caracteriza por su baja sinuosidad, ya que se observa un fuerte control estructural de la red de drenaje con direcciones Noroeste-Sureste y Suroeste-Noreste. Presenta un patrón de drenaje meándrico muy controlado estructuralmente con un entrelazado sobreimpuesto de menor orden. La faja ingresa a la unidad por el Oeste con dirección netamente hacia el Este hasta pasar la localidad de Pilar, donde cambia de dirección hacia el Noreste. Se observa que el cauce está incidiendo, desarrollando

barrancas de hasta 15 m al Oeste y van disminuyendo de altura hacia el Este y los niveles de terrazas están poco desarrollados. Los materiales que transporta en este tramo son netamente psamíticos y en menor medida psefíticos.

1.1-c Interfluvios Eólicos

Los interfluvios han adquirido formas alargadas paralelas a las fajas fluviales y paleocauces. Hacia el límite occidental quedan bien definidos debido al encajamiento de la red de drenaje, ocupando posiciones topográficas más elevadas con un relieve suavemente ondulado. El gradiente topográfico varía en general de 1% a 0,5% al Este de la zona. No se observan lagunas o zonas anegables. Están compuestos principalmente por materiales eólicos (loess), limos francos arenosos finos que hacia el Este, muestran derrames no encauzados con suelos arenosos intercalados con zonas de muy poca influencia fluvial con suelos de granulometría más fina. En algunos sectores se reconocen paleocanales menores muy disipados por la cubierta loésica.

1.2 Llanura Eólica Bien Drenada

Esta subunidad se caracteriza por su gran homogeneidad, ya que no es cortada por ríos permanentes importantes. Solo cabe señalar el cauce del río Jesús María de carácter permanente sólo en su tramo final debido a que ha sido canalizado y recibe agua de descarga del acuífero freático, y en menor medida los cauces del Río Carnero y Pinto. Ninguno de estos llega con agua debido a que se insumen en cuanto entran a esta zona. La pendiente es muy uniforme con gradientes que van desde 2,5 a 0,3% siendo este último valor característico del sector más oriental. En general toda la región es un plano inclinado al Este muy suavemente ondulado, presentando un importante espesor de material loésico en superficie.

1.2.a Planicie eólica inclinada

La característica sobresaliente de esta subunidad es su gran uniformidad, con un gradiente topográfico casi constante variando de 1,3% a 0,7% en toda la zona. El material que compone la superficie de esta zona es típicamente loess limoso formando un manto de gran espesor. Los cauces de los cursos principales (río Jesús María, Carnero) presentan angostas fajas fluviales incididas en esta



Figura 4.8 Caminos profundizados zona 1.2.a

unidad y hacia el Este estos desniveles disminuyen. Otros arroyos menores desarrollan pequeños abanicos terminales en esta planicie. Por otro lado esta zona presenta un alto riesgo de erosión hídrica, observándose obras civiles deterioradas como puentes descalzados y caminos profundizados (Figura 4.8). A modo de ejemplo puede indicarse que se observan cambios importantes entre el material que actualmente transportan las crecientes en el río Jesús María y los sedimentos que se observan en los afloramientos en sus márgenes. Figura 4.9.



Figura 4.9 Sedimentos actuales e históricos en el cauce del río Jesús María

1.2.b. Planicie loésica con drenaje Surectangular

Es un plano inclinado hacia el Este, con gradientes que van desde 1,5 a 0,5%, moderadamente ondulado. Como formas menores del paisaje se observan líneas de escurrimiento deprimidas de posible origen estructural, que se entrecruzan en dos sentidos principales (Noreste - Sudoeste y Noroeste - Sudeste), conformando un diseño de drenaje subrectangular y "araña". Normalmente, los colectores principales regionales y secundarios actuales de escorrentías intermitentes, adaptan sus diseños a estas geofomas longitudinales. Es para destacar que en esta subunidad no hay cauces ni ríos permanentes y en superficie solo se puede observar sedimentos loésicos.

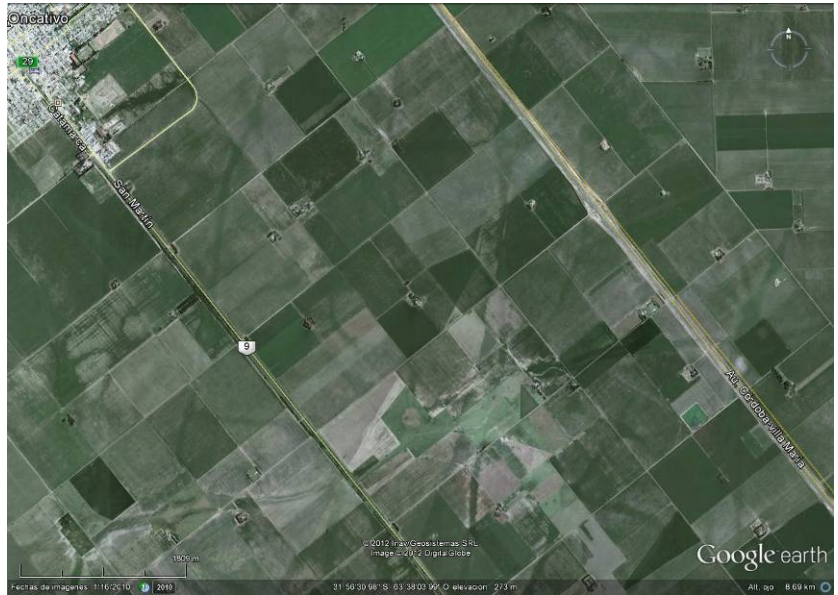


Figura 4.10 Drenaje Subrectangular y araña.

Los procesos erosivos por acción del agua son intensos y generalizados, ocurren en forma laminar y en surcos. Un fenómeno particular y específico de esta subregión es la presencia de "mallines" (erosión tubificada), vinculados en la mayoría de los casos, a las líneas o desagües estructurales, especialmente en los puntos de intersección de las mismas. Hacia el límite oriental se caracteriza por la presencia de lagunas de carácter permanente, "Laguna Larga", "laguna del infiernillo", entre otras, y zonas de lagunas temporarias ubicadas en las intersecciones de las líneas de escurrimiento. Cabe remarcar la gran cantidad de canales de desagüe artificiales que se han realizado en la parte Este de la zona, los que han cambiado el carácter permanente de muchas lagunas. (Figura 4.10)

II-Llanura Fluvio Eólica Deprimida Central

Se ubica en el área central de la llanura. El relieve es muy suave con gradientes regionales hacia el Este que no superan el 0,3%, es una morfo-estructura de carácter regional que se extiende al norte y sur de la zona de estudio y queda definida por dos megafacturas ubicadas al Este Y Oeste, segmentada por estructuras secundarias en diferentes subambientes. En este ambiente descargan todos los cursos que drenan las vertientes oriental de las sierras pampeanas, el nivel freático está poco profundo, donde se reconocen antiguos canales, terrazas, lagunas semicirculares y grandes planicies de inundación abandonadas (Carignano, 1997).

II.1 Llanura Dominantemente Aluvial

Una característica fundamental de esta subunidad la constituyen las paleo fajas fluviales de los ríos Suquía, Xanaes y Ctalamochita, cuyas geformas principales están constituidas por derrames, paleocauces, albardones y paleoplanicies de inundación. Estas fajas, conforman abanicos con diferentes ápices que representan cambios climáticos cuaternarios (Carignano, 1997) y eventos neotectónicos. Se han originado por la depositación fluvial de los ríos mencionados en sucesivas divagaciones y cambios de rumbo al llegar a la planicie durante los períodos pluviales del Cuaternario reciente. Esta acción fluvial sobre los depósitos eólicos, ha alterado parcialmente la homogeneidad de la llanura en su fisiografía, dando origen a modificaciones del relieve, mesorrelieve y cambios en la granulometría de los materiales (Gorgas et al., 2003). Se observan depósitos de paleoplanicies de inundación deprimidas limo arcillosas con suelos salinos sódicos, albardones con suelos de texturas medias y gruesas, paleocauces orientados estructuralmente, lóbulos de derrames de texturas variables y en el sector sudoriental de esta llanura se observan cubetas de deflación circulares. Subordinadamente, la unidad incluye áreas de interfluvios con sedimentos eólicos cubriendo palerasgos fluviales. La superficie de la unidad es de 8274 Km² y el gradiente topográfico varía ente 0,3% a 0,08%, siendo este valor característico del sector Noreste del área.

II.1.a Abanicos aluviales terminales del Suquia y Xanaes

Esta zona es la prolongación oriental de la zona abanicos aluviales medios, estos son en gran parte abanicos de fajas, que desarrollan geformas características de un ambiente de muy baja pendiente, menor a 0,3%, combinadas con un nivel freático muy próximo a la superficie debido a la proximidad con el área de descarga regional (Depresión de Mar Chiquita y Depresión de Tortugas-San Antonio). Se puede observar en todo este tramo áreas de bañado y bajos hidrohalomórficos, llanuras de inundación abandonadas, avulsión de canales entre otras. Los sedimentos en superficie son en general muy finos, predominando fluviales de textura fina y palustres, y en menor medida loess.

El abanico terminal del río Suquía presenta un segundo ápice 12 Km al Noroeste de la localidad de Santa Rosa del Río Primero, donde se observan paleocanales de 1-2 Km de ancho, muy poco incidido y cauces secundarios de desborde, la división del brazo viejo de La Para, el cual fue abandonado desde



Figura 4.11 Avulsión brazo de la Para y Paleocanales R. Suquia.

1886, a partir de crecientes excepcionales que desviaron el curso (Bertoldi del Pomar, 1953) (Figura 4.11)

Las cuatro paleo fajas fluviales del río Xanaes ingresan a la unidad por el Oeste, las que se dividen en forma dicotómica con anchos de 3-8 Km y en general muestran mayor incisión al Oeste de la zona con barrancas que varían de 15 m a 4 m de altitud. Es un plano muy levemente inclinado al Noreste moderadamente ondulado con gradientes que van de 0,25% a 0,1%. Los materiales que predominan en esta zona son psamíticos finos intercalados con loess retrabajado. Los paleocanales muestran en general un patrón marcadamente meándrico, observándose procesos de estrangulamiento de meandros y meandros abandonados inundados en casi todas las paleo fajas. Se puede observar un cierto control estructural de estas paleo fajas, principalmente en las que se encuentran al sur de la zona con direcciones preferenciales Noroeste-Sureste y Suroeste-Noreste.

El abanico terminal de río Xanaes también presenta un segundo ápice, ubicado próximo a la localidad El Fuertecito, donde se observan numerosos paleocanales que divergen hacia Norte-Noreste, Noreste y Este, con anchos de 1 a 4 Km.

Hacia el sur se puede diferenciar una paleo faja fluvial perteneciente al abanico terminal de río Ctalamuchita, que ingresa a la zona desde el Sur, a la altura de la localidad de Los Zorros y se dirige hacia el Noreste hasta la depresión de Tortugas – San Antonio, con anchos de 3 a 5 km muy disipada por depósitos eólicos. Esta zona también ha sufrido importantes cambios ambientales debido a las obras de canalización que se han realizado, un típico ejemplo es el canal de desagüe de Las Varillas, el cual junto con otros sistemas de canales drena el agua hacia la depresión de Tortugas – San Antonio. Este canal se ha realizado por la paleo faja fluvial del Ctalamuchita, pudiendo observar un recorrido muy sinuoso con meandros canalizados.

II.1.b Interfluvios eólicos con paleocanales

En general son áreas muy planas, con cubierta eólica muy uniforme y potente, que presentan geoformas típicas de zonas con drenaje deficiente: drenaje tipo araña, hoyas de deflación, paleocanales, zonas anegables con lagunas temporarias y permanentes. El gradiente topográfico de estas zonas es extremadamente bajo, variando de 0,2% a 0,08%.

Exceptuando los paleocanales y las llanuras de inundación, los sedimentos superficiales están compuestos por loess, los materiales fluviales son de textura fina a muy fina, observándose en algunos sectores sedimentos de origen palustre en las llanuras de inundación.

Los interfluvios ubicados al sur de esta zona se caracterizan por presentar líneas de drenaje menores en forma de bajos rectos de 500 a 1000 metros de anchos, orientados en dos direcciones predominantes SO-NE y SE-NO, indicando algún control estructural de estos (Kröling e Iriondo, 1999).

II.1.c Fajas Fluviales actuales

La faja fluvial actual del río Suquia en este tramo presenta una alta sinuosidad con gran cantidad de meandros, derrames y una llanura de inundación que llega a un ancho de 5 kilómetros. Se observan procesos de migración de meandros, corte o rectificación de meandros, incluso por procesos de avulsión, dejando largos tramos del cauce abandonados (“brazo viejo de La Para”). Actualmente el río conduce sus aguas a través de un canal artificial que desemboca en la Laguna del Plata, donde se reconoce el desarrollo de un aparato deltaico, que en periodos de nivel alto se encuentra sumergido y en fase de nivel bajo queda expuesto, siendo sus sedimentos retrabajados por el río (Piovano et al. 2006a) (Figura 4.12).

La faja fluvial actual del río Xanaes presenta un patrón menos sinuoso en comparación con la del río Suquia, aunque igualmente se llegan a desarrollar meandros estrangulados, característicos de un relieve de muy baja pendiente. Es para destacar que luego de pasar la localidad de Villa del Rosario, se observa un patrón marcadamente entrelazado con un gran número de paleocanales abandonados y la faja llega a un ancho máximo de 8 Km, observándose tres niveles de terrazas

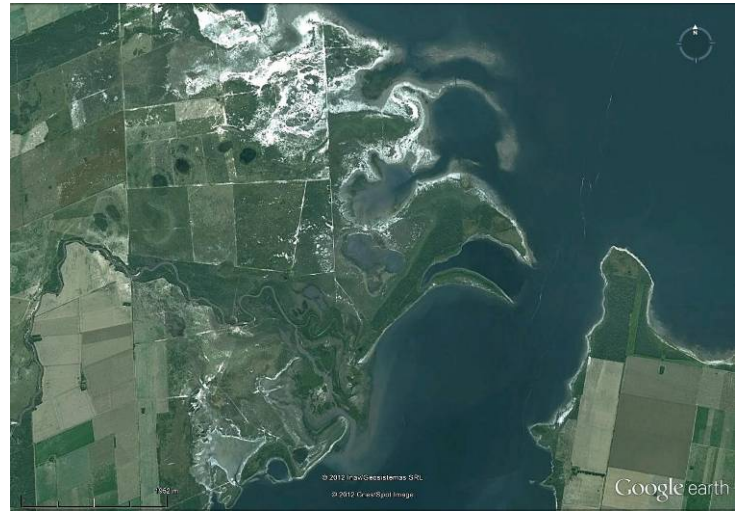


Figura 4.12 Delta del río Suquia.

(Figura 4.13). El río Segundo actualmente desemboca en la Laguna Mar Chiquita a través de la Cañada Plujunta, en donde también se desarrolla un pequeño aparato deltaico (Kröling e Iriondo, 1999).

Cabe remarcar que se ha modificado sustancialmente el ambiente con obras de canales de desagüe, una de las más importantes es la canalización del Río Xanaes a la altura de la localidad de Arroyito, desviando el río por la cañada de Plujunta, el cual era un antiguo brazo del río. Esta obra produjo la desecación de los Bañados del Tío y el consecuente abandono del brazo llamado Segundo Viejo. Por otro lado, también se han canalizado bajos como el de Las Junturas y A° Calchin, entre otros, que desaguan

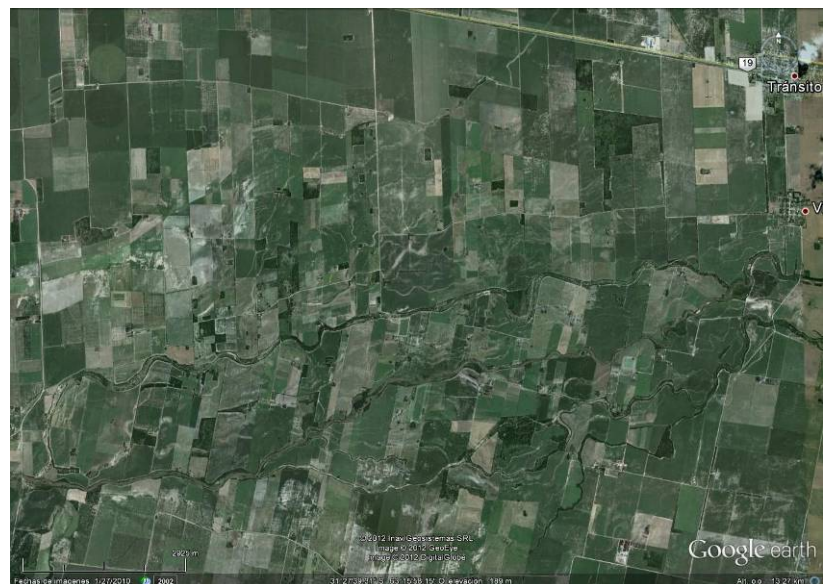


Figura 4.13 Canales entrelazados del río Xanaes.

en el A° el Saladillo en la Unidad depresión de Tortugas–San Guillermo.

II.2 Llanura Eólica

Esta subunidad está ubicada en el centro Sur del área de estudio, es un plano muy levemente inclinado al Noreste, con gradientes topográficos que van desde 0,23% en el Oeste de la Subunidad a 0,05% al Este. Está cubierta por un potente y uniforme manto loésico, con el nivel freático muy próximo a la superficie, llegando a aflorar y generando lagunas en las depresiones.

II.2.a Zona de hoyadas de deflación

Esta zona ocupa el ángulo sudoriental de la zona de estudio, donde los gradientes topográficos son menores a 0,1%. El elemento geomorfológico que la define corresponde a hoyadas de deflación distribuidas con alta densidad, que en periodos húmedos llegan a inundarse y comunicarse a través de bajos formando un modelo de lagunas en rosario. En el mapa geomorfológico se individualizaron las de mayor tamaño como así también las cañadas más importantes. (Figura 4.14)



Figura 4.14 Hoyadas de deflación

El terreno es casi horizontal con pendiente hacia el Noreste, presentando un gran número de lagunas temporarias de 200 a 300 m de diámetro, cuyas formas subcirculares sugieren que los procesos de deflación revistieron un papel preponderante en su génesis. Algunas lagunas permanentes están ocupando varias cubetas de deflación próximas formando lagunas de hasta 1000 m de diámetro de formas poco regular. Cuando las lluvias son importantes las lagunas crecen hasta desbordar unas en otras, organizándose el escurrimiento superficial con dirección principal hacia el Noreste y Noroeste, hasta conectarse con el Arroyo del Saladillo.

Las hoyadas de deflación se habrían originado durante un evento eólico reciente (3.000 años A.P. hasta cerca de 1.000 años A.P) que remodeló los depósitos de derrame del abanico aluvial inactivo y la cubierta loésica. En esta zona es donde los procesos de deflación fueron más intensos, erosionando los horizontes superficiales de los suelos, salinizados como consecuencia de las condiciones climáticas existentes, formando grandes cubetas de deflación (Carignano, 1996).

II.2.b Zona de drenaje tipo araña

Se ubica inmediatamente al Oeste de la zona anterior, y en gran parte coexisten ambos elementos. Dentro del relieve general muy tendido, con gradientes de 0,23% a 0,1%, existen intercalaciones de sectores suavemente deprimidos, vías de escurrimiento dispuestas espacialmente en varias direcciones dominantes y de posible control estructural en sentido NNE-SSO, a las que se suman “pozos” de infiltración o charcas permanentes o semipermanentes, ubicadas en la intersección de estas vías, conformando una red de drenaje de tipo radial, centrípeta circular, muy particular, de tipo “araña” fácilmente identificable en fotografías aéreas e imágenes satelitales, figura 4.15.



Figura 4.15 Fotografía aérea de drenaje tipo “araña”.

II.3 Depresión de Tortugas – San Antonio

Constituye una faja deprimida y alargada con orientación Norte-Sur, donde se observan los gradientes topográficos más bajos de toda el área de estudio, llegando a valores de 0,03%. El material predominante es loess, aunque también se encuentran sedimentos palustres asociados a llanuras de inundación. Esta depresión, drena sus aguas hacia dos vertientes: principalmente hacia La Laguna Mar Chiquita en el Norte, a través de la Cañada de las Víboras y el arroyo Saladillo en forma esporádica. Hacia el Sur el escurrimiento es hacia el río Carcarañá por el complejo río - canal San Antonio, afectando una pequeña porción del área de estudio. El drenaje en general es deficiente y son tierras que se anegan con facilidad y frecuentemente en épocas lluviosas por aportes locales y de los sectores más altos provenientes principalmente del Oeste.

II.3.a Zona de llanura de inundación del Río Xanaes

El elemento geomorfológico que caracteriza a la zona corresponde a la antigua llanura de inundación de la faja fluvial del Río Xanaes. Su límite oriental es neto y está dado por el escarpe de falla Tostado – Selva; el occidental con la zona con canales del abanico se define en las imágenes satelitales a partir del tono oscuro de los materiales de la zona en tratamiento, en contraste con la citada de tonos más clara. Se puede observar una serie de lagunas temporarias semicirculares (hoyadas de deflación inundadas) y cañadas salinizadas.

La pendiente es extremadamente baja hacia el Norte, el ancho mínimo es de 5 kilómetros en el Sur y de 15 kilómetros al Norte. El Río Segundo Viejo, de bajo potencial morfodinámico, circula por el sector central de la llanura con un diseño regular de poca sinuosidad. Actualmente es un sector deprimido que concentra el agua del escurrimiento superficial y subsuperficial de las zonas vecinas, surcada por numerosos canales de desagües, de los cuales se destaca la Cañada de Jean Marie. (Figura 4.16)



Figura 4.16 Cañada de Jean Marie

II.3.b Hoyadas de deflación inundadas

Esta zona se ubica al sur de la anterior, y su límite occidental es gradual con la zona de Hoyadas de deflación de la llanura eólica. La característica principal de la zona es que la capa freática se encuentra ubicada a menos de 1 metro de la superficie, por lo que frecuentemente aflora originando lagunas temporarias someras o bañados de poca extensión.

La abundancia de espejos de agua y la capa freática cercana a la superficie, junto a condiciones estacionales de intensa evaporación, generan un ambiente óptimo para la ocurrencia de intensos procesos de salinización en las lagunas y en los materiales finos de desbordes de la zona (Kröling, 1993).

III Bloque Hundido de Mar Chiquita

Constituye una amplia concavidad ubicada en el ángulo Noreste de la Provincia, limitada por fallas. La Depresión de la Laguna Mar Chiquita posee un evidente origen tectónico indicado por la regularidad de sus límites, los cuales son más nítidamente percibidos durante el actual periodo de nivel alto de las aguas (Brunetto e Iriondo, 2007). Al Oeste, la falla San Francisco del Chañar-Hernando, la separa de la Pampa loésica elevada y, al Este, la falla de Tostado-Selva, la separa de los Altos de Morteros. En el límite sur también se reconocen fallas, las que generan el cierre estructural de la depresión.

Este bloque deprimido mayor, se extiende hacia la provincia de Santiago del Estero y presenta su zona más deprimida en el extremo sur, donde se sitúa el sistema lagunar de Mar Chiquita. El resto de la depresión está ocupada por la planicie aluvial del Río Dulce y sistemas lagunares.

III.1 Depresión Lacustre de Mar Chiquita

III.1.a Laguna Mar Chiquita.

El Mar de Ansenúza (también llamada laguna de Mar Chiquita), de aguas saladas, está emplazado al Sur de la depresión. Recibe los aportes del río Petri o Dulce por el Norte, que es el tributario principal de la laguna y del sistema de bañados de la depresión y de los ríos Suquía y Xanaes por el Sudoeste, que aportan los escurrimientos superficiales provenientes en parte, de las Sierras Grandes. Los datos existentes y las evidencias de campo indican que es área de descarga del agua subterránea.

III.1.b Complejo Litoral

Dada la gran variación anual de los aportes superficiales, la laguna presenta variantes relacionadas con la superficie ocupada por su espejo de agua, que van desde doscientos mil, hasta más de un millón de hectáreas.

En la actualidad, por ejemplo, la superficie cubierta por el cuerpo de agua se ha incrementado en aproximadamente dos veces con respecto a la que puede ser considerado superficie “histórica” de la laguna, extendiéndose esencialmente hacia el Norte. En los últimos 2-3 años el espejo de agua presenta una pequeña retracción. A pesar de las variaciones de régimen hídrico mencionadas, siempre se reconoce la acción del agua entre los factores que modelaron este ambiente. Las geoformas dominantes de esta zona son principalmente plataformas de abrasión, playas de arena, barrancas. (Figura 4.17)



Figura 4.17 Costa Sur, en Miramar

V Bloque Elevado Oriental

Esta unidad constituye una morfo estructura elevada, de rumbo Norte-Sur, definida por la falla de Tostado-Selva, que se reconoce desde la provincia de Santiago del Estero por el Norte hasta el río Carcarañá en la provincia de Santa Fe por el Sur, de extensión regional de 400 km. Se trata de un bloque asimétrico con escarpa de falla al oeste con gradientes topográficos medios de 1%, y una extensa planicie con pendiente regional hacia el Este con gradiente menor al 0,5%. Está constituida por

materiales loésicos franco limosos. En este trabajo se incluye el sector occidental de esta macro unidad representada por el Alto de Morteros.

V.1 Altos de Mortero

En esta subunidad se reconocen tres zonas con características distintivas, producto su origen estructural

V.1.a Escarpe occidental

El escarpe es claramente visible en el terreno, alargado en dirección Norte-Sur y un ancho que varía de 2 a 5 Km, ya que tiene una expresión topográfica marcada con 35 m de desnivel máximo frente a la laguna. Este desnivel disminuye hacia el sur, con 28 a 20 m frente a la llanura de inundación del Río Segundo Viejo a 15 metros en el tramo final del arroyo del Saladillo. El gradiente topográfico máximo es de 1,5%. La mayor altura alcanza la cota de 107 m.s.n.m. en altos de Chipión, ya tanto al Norte como al Sur la escarpa es más baja, menos definida y de menor pendiente.

Constituye una divisoria de aguas superficial en plena llanura, al Oeste con drenaje hacia la depresión de la Mar Chiquita, y al Este hacia los colectores que descienden hacia el río Paraná. (Kröling, 1993).

Una serie de paleocauces que descienden de la escarpa constituyen elementos asociados a la misma. Estos tienen formas de valle de fondo muy plano, de unos 2,5 a 7,5 metros de profundidad relativa, su ancho medio es de 500 metros, y aumentan hasta alcanzar la llanura de inundación del río Xanaes con anchos variables entre 1000 y 1500 metros, la longitud oscila entre 1 y 5 Km (Kröling, 1993).

V.1.b Planicie Loésica elevada

Es una extensa y muy uniforme planicie con pendiente regional hacia el Este que no supera el 0,5%, ubicada en el ángulo Noreste de la Provincia, que se extiende hacia la provincia de Santa Fe. Está constituida por materiales loésicos franco limosos y suelos en general moderadamente bien drenados acorde con las características muy planas del relieve, con la capa freática fluctuante próxima a la superficie. Esta planicie está surcada por vías de escurrimiento con un patrón paralelo controlado por fracturación orientadas hacia el Este (Brunetto, 2007), donde los suelos presentan condiciones de hidromorfismo más acentuado que en las lomas (Gorgas et al., 2003).

Las orientaciones de las denominadas «cañadas» (cauces intermitentes similares a ramblas, arroyos o barrancos), están determinadas por familias de fracturas. A medida que los cursos se adaptan a ellas adquieren una geometría sigmoidal. Actualmente, la mayor parte de estos arroyos están canalizadas artificialmente, respetando en general el patrón natural. En esta planicie existen lagunas que se acomodan en pequeñas depresiones de origen tectónico (Brunetto, 2007). Es para remarcar que la cantidad de estas “cañadas” aumenta hacia el sur de la zona.

CAPÍTULO 5 HIDROMETEOROLOGÍA

5.1 *CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DEL NORESTE DE CÓRDOBA*

La provincia de Córdoba se ubica climáticamente dentro de la zona templada de Argentina, con características propias de una provincia mediterránea, se destaca por una gran uniformidad térmica, con un período de lluvias que se extiende de octubre a marzo y otro seco, entre abril y septiembre.

El régimen térmico se destaca por veranos cálidos, con alta humedad relativa e inviernos secos y rigurosos, registrándose heladas importantes desde mayo a septiembre (Capitanelli, 1979). En otoño y primavera, en general, se presenta buen tiempo, con marcada amplitud térmica. El clima está regido por cuatro centros de acción, permanentes o semipermanentes, dos de alta presión (el anticiclón del Atlántico y el del Pacífico) y dos de baja presión (los ciclones de las depresiones del Noroeste y de la extremidad Sur del país).

5.1.1 Régimen Térmico

Las características del régimen térmico del centro Este y Noreste de la provincia de Córdoba están determinadas por las temperaturas del mes más cálido (Figura 5.1.b), del mes más frío (Figura 5.1.c) y su amplitud térmica anual (Figura 5.1.a). Los valores térmicos del mes de enero, que representa aquí a las temperaturas estivales, se distribuyen en un rango que oscila entre los 23,5°C hasta 25,0°C en el extremo Noreste, observándose un gradiente positivo con dirección Noreste. Las temperaturas del mes de julio, que representan a la estación invernal, evidencian un rango de valores que van desde los 10°C en el Sur hasta los 11,5°C en el Norte.

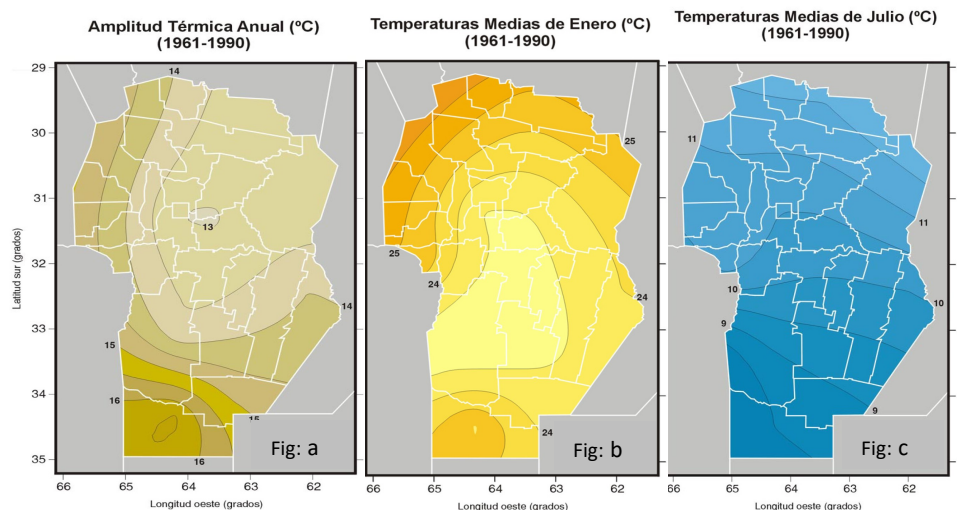


Figura 5.1 a Amplitud térmica, b Temperaturas medias de enero, c Temperaturas medias de julio. (INTA-ACASE (2006)

La amplitud anual de la temperatura representa la variación de los meses extremos y las causas que la determinan. Puede apreciarse que, a pesar de tratarse de una provincia mediterránea, la temperatura no alcanza registros extremos y el rango o amplitud térmica anual no supera los 14°C. La relativamente pequeña amplitud térmica se debe al efecto oceánico (Gorgas et al., 2003).

En la región, más del 80 % de los días son ventosos, con una concentración máxima a fines de invierno y en los meses de primavera. Los vientos preponderantes son del sector Norte, Nordeste y

Sur, con velocidades medias que superan con frecuencia los 10 km/h, pudiendo ocurrir ráfagas de más de 100 km/h.

5.1.2 Régimen Hídrico.

Las variaciones climáticas de la Provincia de Córdoba se deben a la frecuencia de los cambios de tiempo, que obedecen a la acción de las masas de aire y sus combinaciones con las características geomorfológicas, las cuales son más efectivas sobre las condiciones hídricas y su variación estacional.

5.1.2.1 Precipitación

Según Capitanelli (1979), las precipitaciones en la provincia de Córdoba provienen principalmente del anticiclón del Atlántico, correspondiendo el 70 % de la precipitación media anual a los procesos frontales, es decir con la intervención de más de una masa de aire. El proceso frontal que más agua produce es el de frente caliente y le sigue el de frente frío, los procesos afectados por el relieve producen los porcentajes más bajos.

Si se desea caracterizar un clima desde el punto de vista hídrico debe considerarse no sólo la lluvia anual sino también, como se distribuye la misma durante el curso del año, es decir, el régimen pluviométrico. En la provincia de Córdoba, las lluvias son abundantes desde mediada la primavera hasta mediado el otoño; el semestre frío, en cambio, acusa escasas precipitaciones. Este régimen, por sus características, se denomina monzónico, a pesar de que en el país no soplan vientos monzones.

Los montos anuales de la precipitación y su distribución en la provincia se presentan en la Figura 5.2, en la que puede apreciarse un gradiente Este-Oeste desde más de 900 milímetros en la porción oriental al orden de 750 milímetros en cercanías de las Sierras Chicas.

5.1.2.2 Evapotranspiración

Uno de los principales componentes del balance hídrico lo constituye la evapotranspiración. Esta puede ser definida como la cantidad de agua que evapora el suelo y transpiran las plantas bajo determinadas condiciones atmosféricas y de humedad edáfica. En este proceso se distinguen dos tipos de evapotranspiración: la potencial y la real. La potencial ocurre cuando la humedad edáfica se encuentra en el punto de capacidad de campo y el suelo se encuentra totalmente cubierto por una

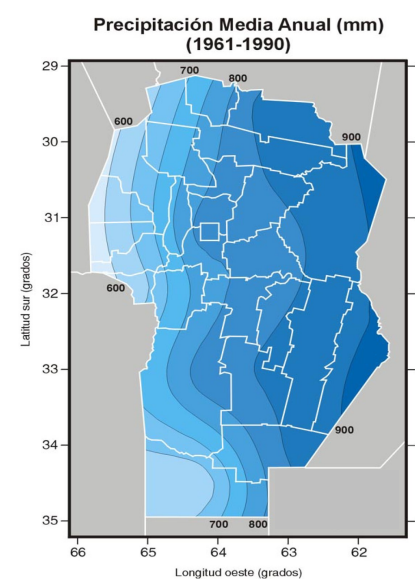


Figura 5.2 Precipitación media Anual (INTA-ACASE 2006).

vegetación herbácea de baja altura. Cuando alguna o ambas de las condiciones precedentes no están presentes se produce la evapotranspiración real.

En el centro Este de la provincia de Córdoba, como se observa en la Figura 5.3.a, la evapotranspiración potencial estimada por el método de Penman (1948) (Gorgas et al., 2003), fluctúa entre los 860 y los 960 milímetros anuales. La evapotranspiración real, estimada a través del balance hídrico, varía entre los 760 y los 810 milímetros anuales (Figura 5.3.b). Como resultado de la diferencia entre ambas evapotranspiraciones

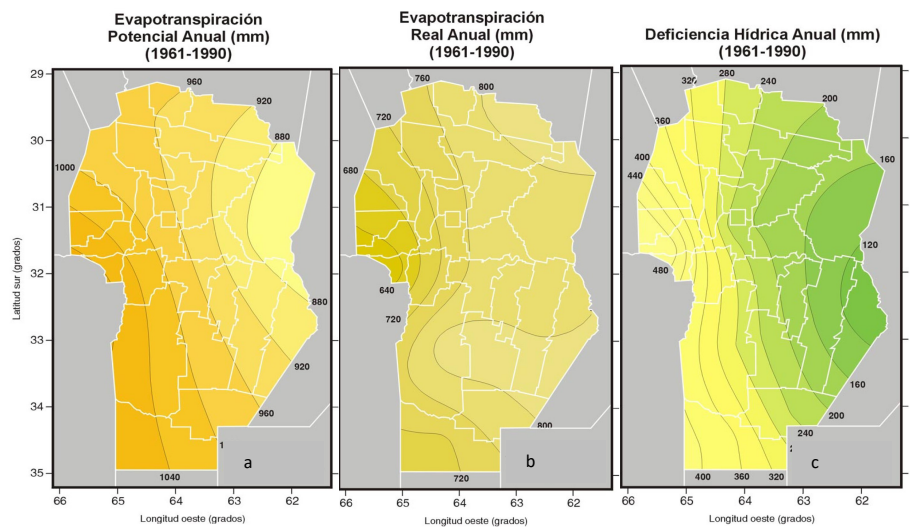


Figura 5.3 a) Evapotranspiración Potencial anual, b) Evapotranspiración Real anual y c) Deficiencia Hídrica anual. INTA-ACASE (2006)

se obtiene a la deficiencia hídrica. Esta adquiere valores anuales de unos 120 milímetros en el sector oriental y asciende hasta los 240 milímetros al Este de las Sierra Chicas (Figura 5.3.c).

5.2 CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS LOCALES Y BALANCE HÍDRICO

5.2.1 Temperaturas

Se recopilaron 7 series de temperaturas del aire cuyos periodos y valores de temperatura media mensual se resumen en la tabla 5.1 y figura 5.4. Se realizó el cálculo de la temperatura media anual aritmética con el fin de obtener un valor de temperatura representativo para el área de estudio que resultó de 17,71 °C. Las temperaturas fueron utilizadas para los cálculos de evapotranspiración potencial para la zona de estudio.

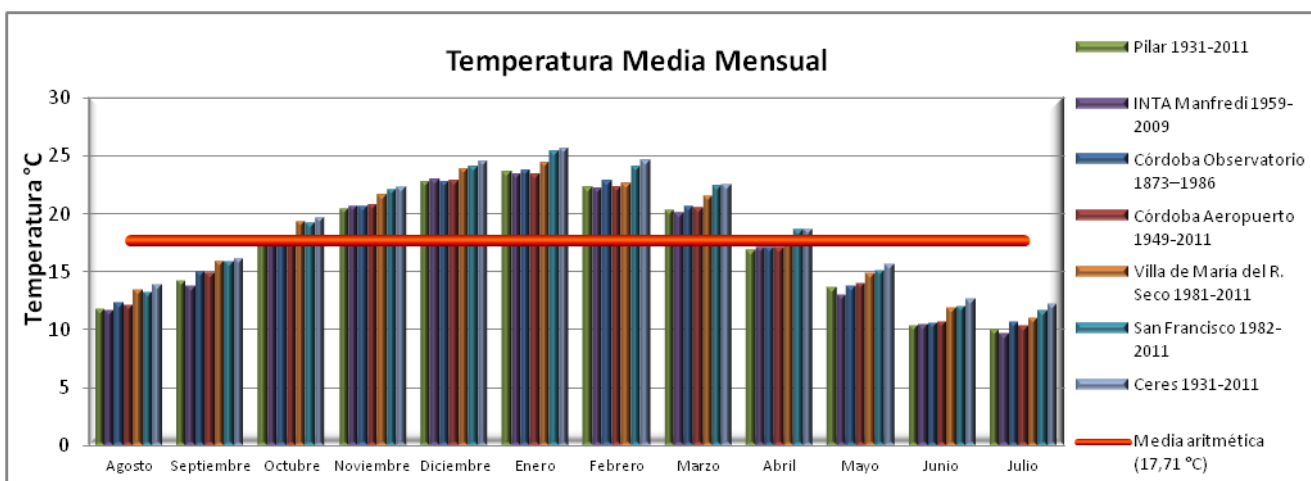


Figura 5.4 Temperaturas medias mensuales y Media aritmética

Tabla 5.1 Con la Series de temperatura recopiladas.

Temperaturas Medias Mensuales	Córdoba Observatorio 1873–1986	Córdoba Aeropuerto 1949-2011	Pilar 1931- 2011	INTA Manfredi 1959- 2009	San Francisco 1982- 2011	Villa de María 1981- 2011	Ceres 1931- 2011
Enero	23,7	23,4	23,6	23,4	25,3	24,3	25,6
Febrero	22,8	22,2	22,3	22,1	24,0	22,6	24,6
Marzo	20,6	20,5	20,3	20	22,4	21,5	22,5
Abril	17,0	17,0	16,8	17	18,6	17,9	18,6
Mayo	13,7	13,9	13,6	13	15,1	14,8	15,6
Junio	10,5	10,6	10,3	10,4	12,0	11,8	12,6
Julio	10,6	10,3	10,0	9,6	11,6	11,0	12,2
Agosto	12,3	12,1	11,7	11,6	13,2	13,4	13,8
Septiembre	15,0	14,8	14,2	13,7	15,8	15,8	16,1
Octubre	17,8	18,1	17,5	17,5	19,2	19,3	19,6
Noviembre	20,6	20,7	20,4	20,6	22,0	21,6	22,3
Diciembre	22,7	22,8	22,7	22,9	24,0	23,8	24,5
Promedio anual	17,3	17,2	16,98	16,8	18,6	18,1	19,0

5.2.2 Precipitaciones

Con el fin de caracterizar el área, se recopiló información perteneciente a diferentes estaciones. En general las series de datos resultaron sin cortes o interrupciones, pero cabe destacar que algunas son relativamente cortas, otras están incompletas y otras no se han podido actualizar debido a que, lamentablemente, se ha cortado la toma de datos.

Finalmente se seleccionaron las series correspondientes a 18 estaciones meteorológicas localizadas en cercanías y dentro del área de estudio (tabla 5.2), algunas

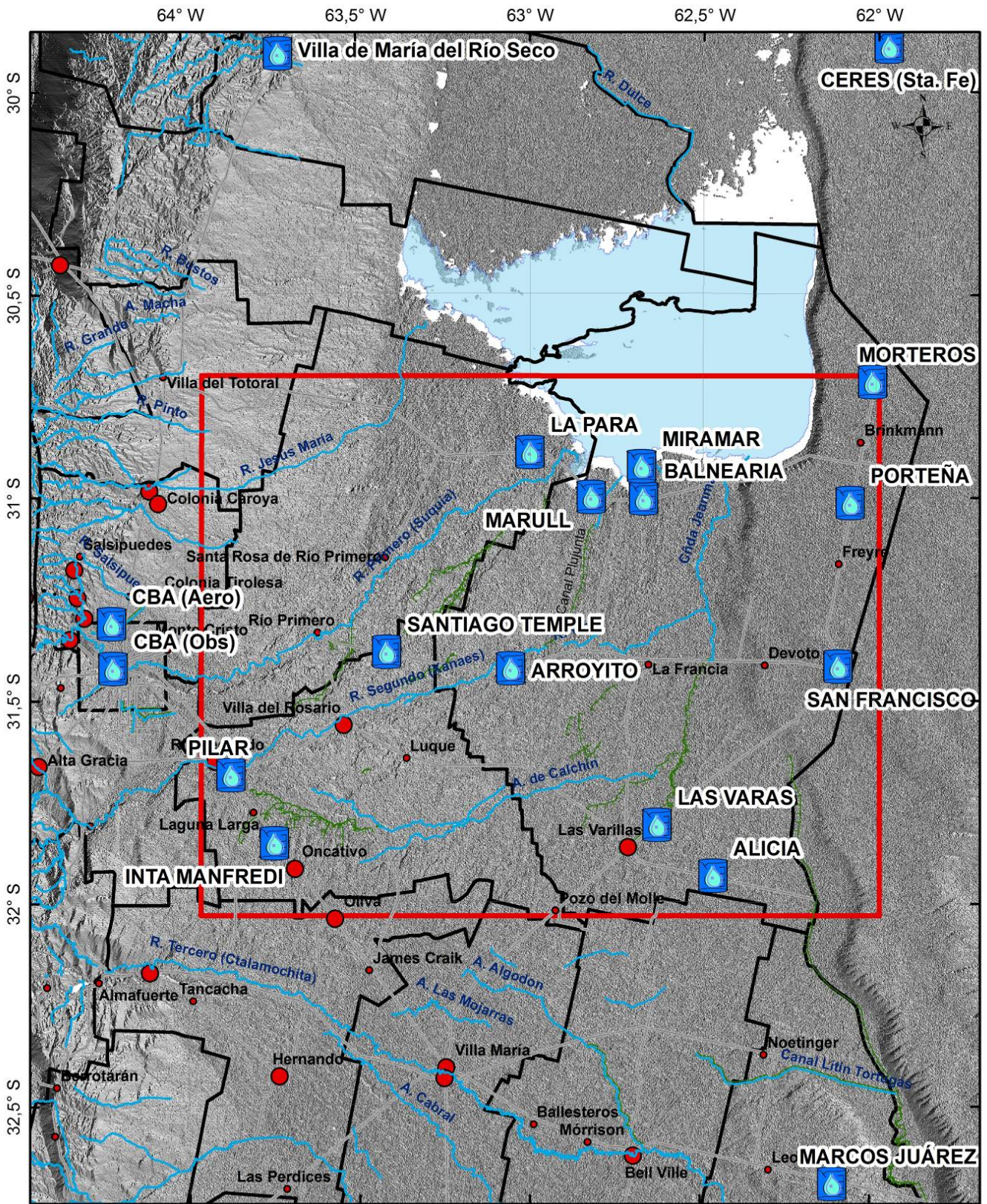
completas, por ejemplo INTA, otras procedentes de particulares sólo con información pluviométrica.

Cinco estaciones se encuentran distribuidas fuera del área de estudio (figura 5.5), pero son consideradas para la caracterización climática, especialmente para confección de polígonos de

Tabla 5.2 Series de precipitación recopiladas para el área de estudio

ESTACIONES HIDROMETEOROLÓGICAS	PERIODO	Pa [mm]
Córdoba (observatorio) (SMN)	1873 – 2016	737.14
Córdoba (aeropuerto) (SMN)	1951 – 2011	765.39
INTA Manfredi	1931 – 2017	766
Pilar (SMN)	1931 – 2011	746.08
Santiago Temple (Particular)	1946 – 2008	758.65
Villa de María del Río Seco (SMN)	1961 – 2011	796.38
Ceres (SMN)	1931 – 2011	877.38
San Francisco (Partir-Dipas-UTN-SMN)	1941 – 2011	865.93
Balnearia (Particular)	1977 – 2011	913.26
Marcos Juárez	1981 – 2011	914.11
Morteros (Particular)	1901 – 2011	822.12
Las Varas (Particular)	1910 - 2005	840.66
Marull (Ferrocarril-Particular)	1917 - 2011	848.11
Alicia (Municipalidad)	1930 - 2005	922.93
Porteña (Particular)	1941 - 2005	880.47
Arroyito (Particular)	1977 - 2005	948.43
La Para (Coop. De Serv. Publ.)	1977 - 2011	883.66

UBICACIÓN ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS



REFERENCIAS



Figura 5.5 Ubicación de las series pluviométricas en el área de estudio, Imagen SRTM procesada mostrando las características superficiales de la región.

Thiessen, por encontrarse, a la escala de trabajo, muy cercanas y en sectores con similares características geomorfológicas. Además, presentan gran longitud y confiabilidad ya que todas estas pertenecen al Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Dos se encuentran al Norte del área (Ceres y Villa de María del R. Seco), dos más al Oeste del área (Córdoba Observatorio y Córdoba Aeropuerto) y una al Sur (Marcos Juárez). De las trece estaciones que se encuentran dentro del área de estudio, diez provienen de datos pluviométricos registrados por particulares, que en muchos casos han continuado los registros iniciados tanto por el Ferrocarril, como por la Secretaría de Rec. Hídricos de Cba (SRH) y SMN, pudiéndoselas considerar como mixtas. De las 3 restantes, una es la estación del INTA Manfredi que posee una gran continuidad de datos, otra es Pilar (SMN) y la restante es San Francisco. Esta última corresponde a datos obtenidos por un convenio entre la Universidad Tecnológica Nacional (UTN) y el SMN.

5.2.2.1 Análisis de consistencia de las series

En función de la posibilidad de encontrar inconvenientes en la continuidad y actualidad de los registros se advirtió la necesidad de realizar el **contraste de estaciones y relleno de series**. Se utilizó el método de “Doble Masas” para comparar la proporcionalidad entre estaciones. Para ello, se representaron en sistemas de coordenadas cartesianas las parejas de puntos definidas por las acumulaciones sucesivas de dos series de valores para un mismo período. La proporcionalidad entre estaciones resulta en una recta, cuyos parámetros representan la regresión entre las estaciones contrastadas. En general el contraste se realiza para valores anuales y las estaciones a contrastar deben estar sujetas a un mismo régimen hidrológico, si esto no ocurre pueden aparecer efectos en la recta. Se deben conformar grupos de estaciones que correspondan a zonas homogéneas, es decir se debe cumplir: a) proximidad entre estaciones, mientras más próximas mayor probabilidad de que estén afectadas por un mismo régimen hidrológico, b) similitud de media anual, c) similitud de altitud, d) cada grupo debe quedar conformado por un mínimo de 3 estaciones, e) cada grupo debe tener una estación que sea de primera categoría (25 años de datos como mínimo). El contraste puede realizarse con la estación tipo (se usan estaciones confiables, que no posean errores) y entre todas las estaciones entre sí.

Como se indicara, después de realizar un primer análisis de los datos y contraste entre todas las estaciones se decidió contrastar con las estaciones tipos seleccionadas en función de los cambios observados en la precipitación media anual de Este a Oeste. Así, se eligió por su representatividad y confiabilidad “Córdoba Observatorio” para el sector occidental y San Francisco para el sector oriental. De este modo, para la *zona Oeste*, Córdoba Observatorio se contrastó con las series INTA Manfredi, Pilar, Santiago Temple, Córdoba Aeropuerto y Villa de María del Río Seco, representando en sistemas de coordenadas cartesianas x-y las parejas de puntos, definidas por las acumulaciones sucesivas de las precipitaciones anuales para un mismo período (1946-2008, 62 años), el cual es común para todas las estaciones. Esto permitió observar una alta correspondencia entre las estaciones contrastadas (R:

0,9973 - 0,9998) y en general alta consistencia de todas las series de datos (no se observan errores sistemáticos graves). A modo de ejemplo se muestran 2 de las rectas obtenidas (Figura 5.6a y b).

La zona Este quedó conformada por la Serie San Francisco, como estación tipo, que se contrastó con las series: Porteña, Morteros, Ceres, Marull, Alicia y Las Varas, para el período común

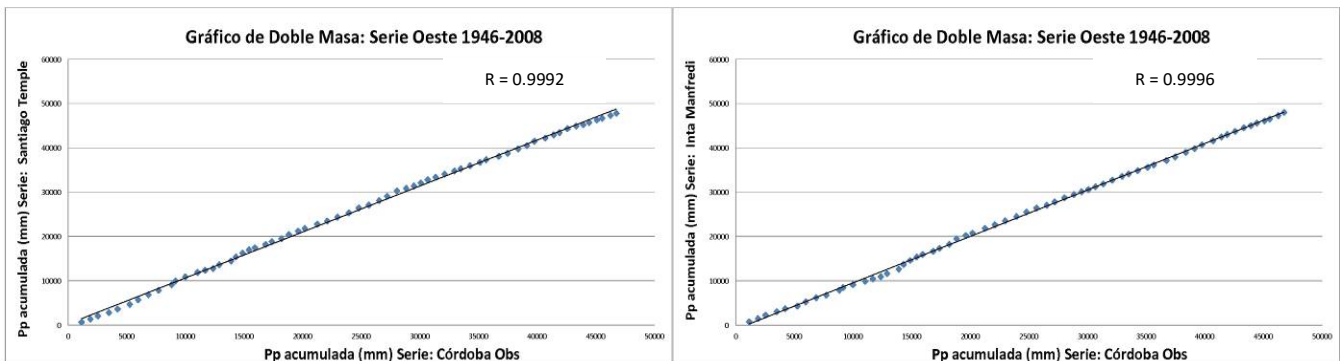


Figura 5.7 a) Contraste “Doble Masa” Serie Córdoba Obs Vs Serie Inta Manfredi, b) Serie Córdoba Obs Vs Serie de 64 años (1941-2005). Se observó alta correspondencia entre las estaciones contrastadas (R: 0,9985-0,9998) y en general alta consistencia de todas las series de datos. A modo de ejemplo se muestran 2 de las rectas obtenidas (Figura 5.7 a y b).

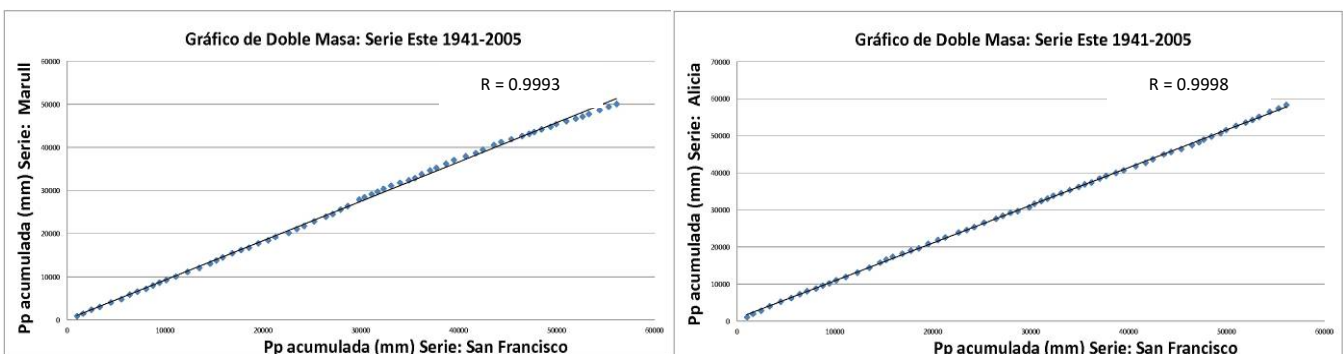


Figura 5.6 a) Contraste “Doble Masa” Serie San Francisco Vs Serie Marull, b) Serie San Francisco Vs Serie Alicia.

5.2.2.2 Análisis de la distribución areal de la precipitación y cálculo de precipitación media

Se realizó el tratamiento estadístico y la interpretación de las series consideradas. Se obtuvieron valores de precipitación media anual a través de la media aritmética y de los polígonos de Thiessen, para ambos métodos se reagruparon las estaciones en función del período de tiempo abarcado por cada una de ellas.

Media aritmética

Se conformó un grupo de nueve estaciones, ubicadas dentro de la zona de estudio y con período en común de 59 años (1946–2005). Se obtuvo una precipitación media anual a través de la media aritmética de **841,12 mm**, tabla 5.3

Tabla 5.3 Media aritmética

Estación Pluviométrica	Pa [mm]
Periodo (1946 – 2005)	
Morteros	927,82
Las Varas	849,05
Marull	778,38
Alicia	893,14
INTA Manfredi	761,97
Pilar	766,99
Ceres	906,90
San Francisco	866,15
Santiago Temple	761,77
Porteña	899,01
Precipitación Media Anual	841.12

Polígonos de Thiessen

En la figura 5.8 se muestran los polígonos obtenidos para el período 1946 – 2005, es decir, a los fines comparativos con la media aritmética debe ser la misma longitud. El método trata de ponderar la precipitación por el área de influencia, por lo que en este cálculo se usan las 10 estaciones que poseen la longitud de serie considerada y que influyen en el trazado de los polígonos. De este modo, y tal como lo estipula el método, de las estaciones externas al área se tuvo en cuenta la serie Córdoba Observatorio que se encuentra ubicada muy cerca por lo que influye en el trazado de polígonos. Los montos obtenidos a partir de los polígonos de Thiessen indican una precipitación media anual para toda el área de **810,77 mm**, es decir algo inferior a la calculada con la media aritmética, asumiéndose la mayor representatividad del valor obtenido con polígonos dada la ponderación realizada por el área.

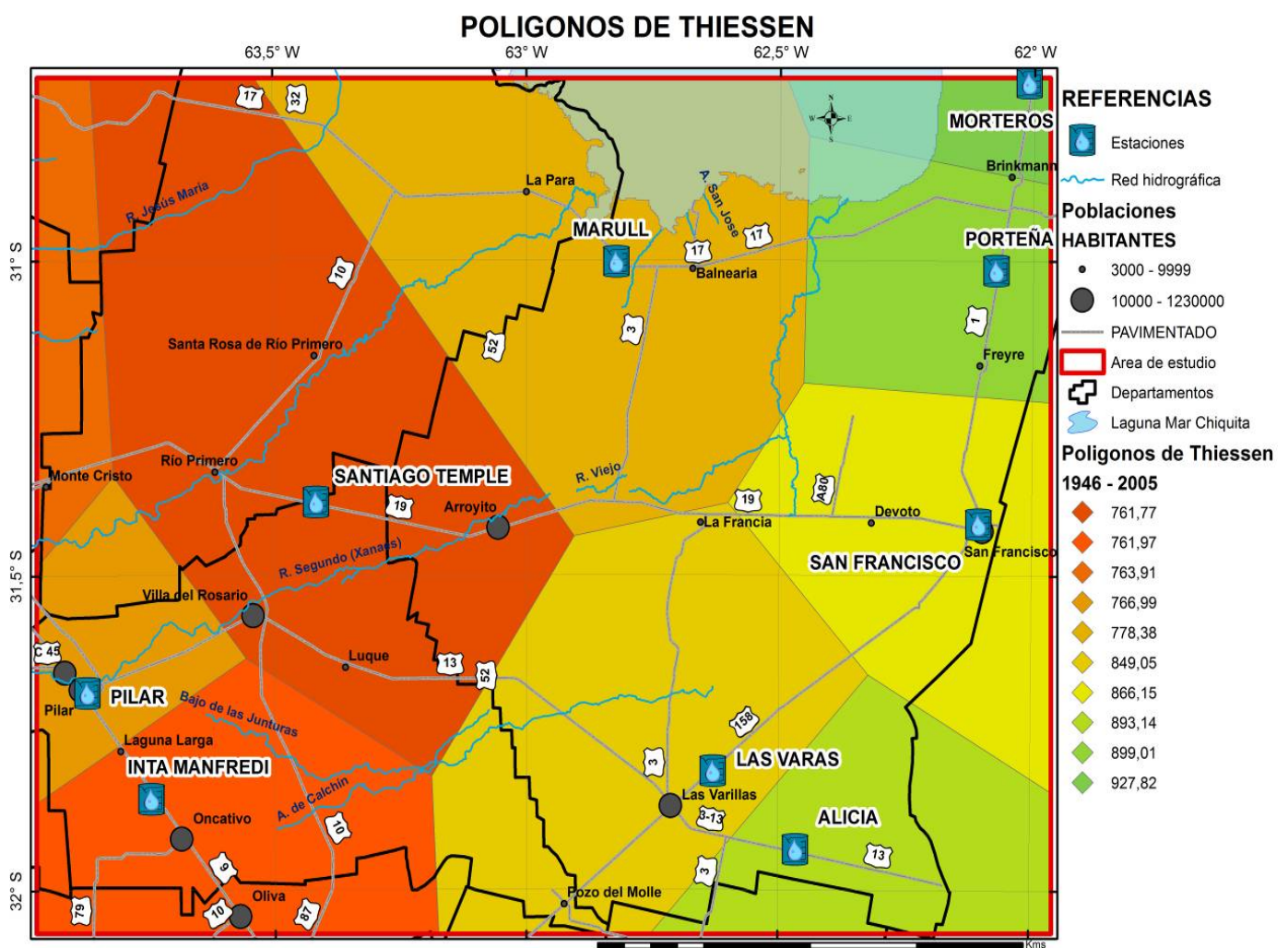


Figura 5.8 Polígonos de Thiessen calculados para el período 1946-2005. PMA: 810 mm

5.2.2.3 Distribución temporal

El análisis de la evolución temporal de las lluvias anuales en la zona estudiada se efectuó para la serie 1873-2016 (figura 5.9), perteneciente a la Estación “Córdoba Observatorio”, para la serie 1901-2011 (figura 5.10), correspondiente a la Estación “Morteros”, para la serie 1931-2011; para la serie “Las

Varas” para el período 1910-2005 (figura 5.11), y por último (figura 5.12) correspondiente a la estación “INTA Manfredi”. Las cuatro series en cuestión, fueron seleccionadas para su análisis por ser representativas de las diferentes zonas a la escala utilizada (ver polígonos de Thiessen), cubrir largos periodos de tiempo y localizarse desde el punto de vista climático en zonas con diferente déficit hídrico. La curva cronológica anual obtenida para la serie “Córdoba Observatorio” (1873-2011) muestra cuatro ciclos diferentes, dos secos, uno levemente seco y uno final muy húmedo, bien marcados por la media móvil (período de 15 años) y la precipitación media anual (PMA) de la serie de 737 mm. Luego del primer ciclo seco (desde 1873 a 1888) con una media de 674 mm, continúa uno muy levemente seco (1889–1933) con una media del orden de 720 mm. El tercer periodo comprendido entre (1934-1971) es considerado el segundo seco, presentando una media de 682 mm. El cuarto periodo (1971-2016) es considerado muy húmedo, con una media de 824 mm, muy superior a la PMA de la serie, mostrando un aumento en las precipitaciones medias entre estos 2 últimos períodos del orden de 142 mm. En relación a la línea de tendencia, la misma presenta una marcada pendiente positiva, la cual se encuentra influenciada por el último ciclo de aproximadamente 40 años, donde a excepción del tramo desde 1989 al 1998, las precipitaciones han sido superiores a la PMA. Es para destacar que estos ciclos coinciden aproximadamente en periodos de 40 años.

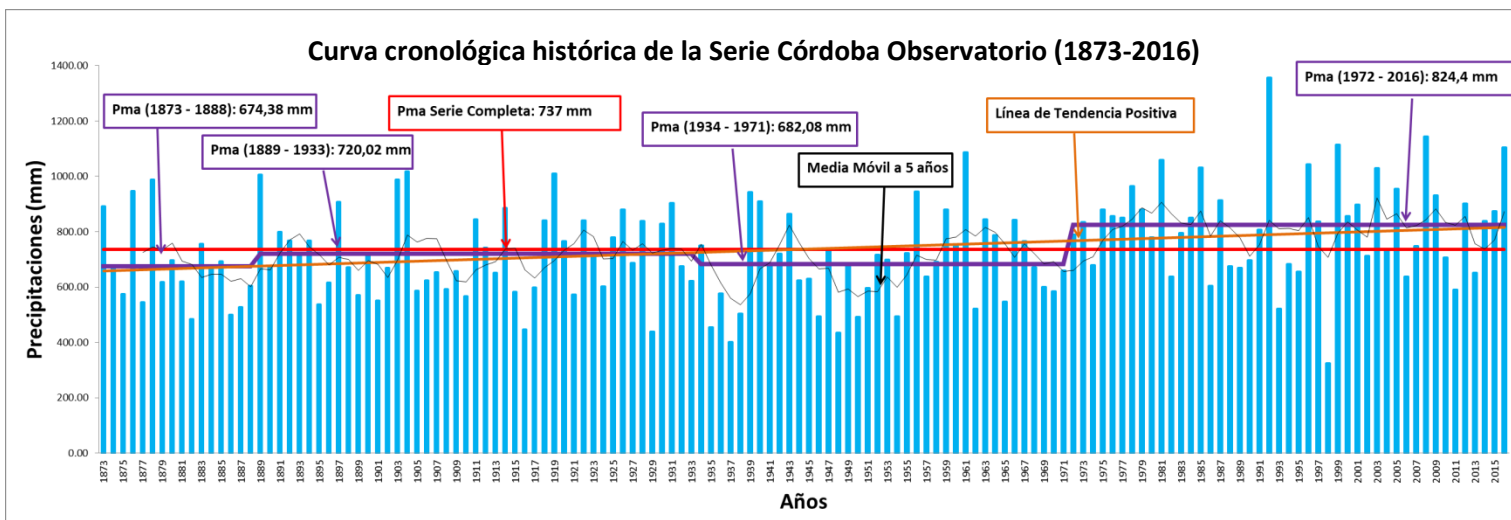


Figura 5.9 Curva cronológica histórica de la Serie Córdoba Observatorio (1873-2016)

La curva cronológica anual obtenida para la serie “Morteros” (1901-2011) muestra dos ciclos muy claramente marcados, con una diferencia entre las medias de 295,9 mm. El primer ciclo comprende el periodo 1901-1973, con una media de 720 mm, es marcadamente seco ya que la PMA para toda la serie (1901-2011) es de 824,28 mm, dentro de este ciclo se puede observar un leve incremento de la precipitación hacia el final del mismo. Luego continúa un ciclo extremadamente húmedo que abarca el periodo 1974-2011 con una media de 1016 mm, muy superior a la PMA. Dentro de este ciclo se puede observar que en el periodo 1989-1995 la precipitación es menor a la PMA, de manera similar a la serie de Córdoba observatorio. La línea de tendencia es claramente ascendente, reflejando el gran aumento de precipitación en el segundo ciclo, que como es sabido para el Norte de Córdoba está vinculado a importantes inundaciones y, en el caso específico de la laguna de Mar Chiquita, a su importante aumento de tamaño e inundación de la localidad de Miramar.

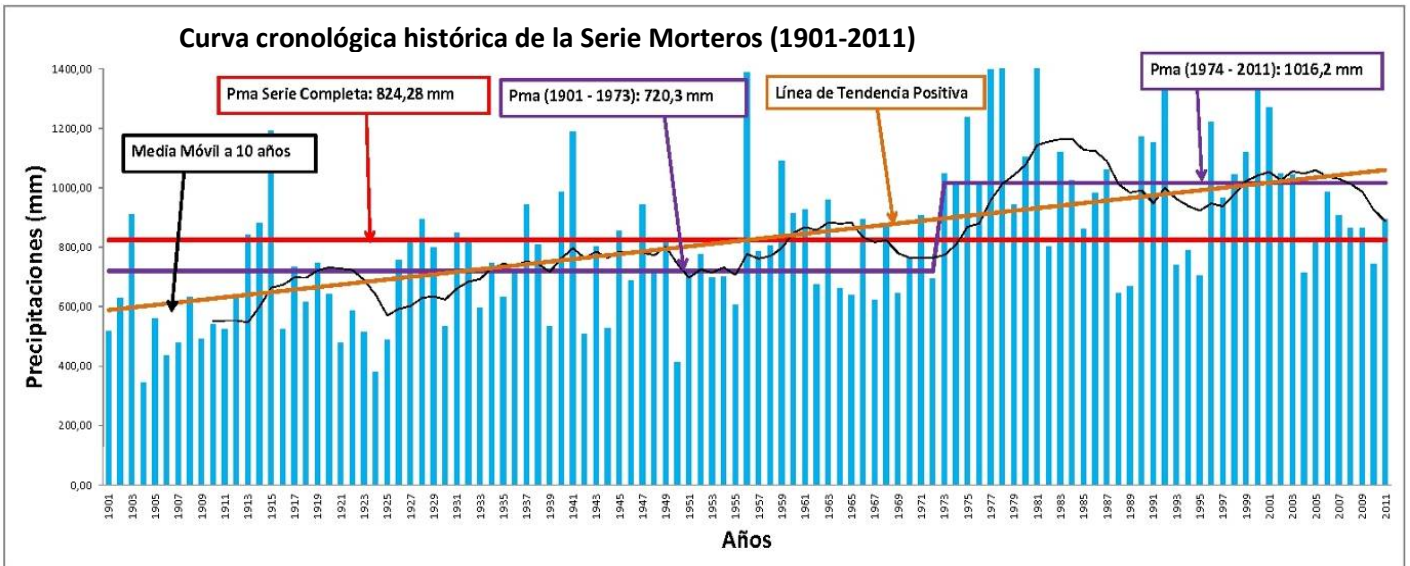


Figura 5.11 Curva cronológica histórica de la Serie Morteros (1901-2011)

La curva cronológica correspondiente a la serie “Las Varas” (1910-2005), muestra tres ciclos claramente definidos. El primero comprende el periodo 1910-1934, con una media para el mismo de 882 mm, al cual se lo considera levemente húmedo, ya que la PMA para la serie (1910-2005) es de 840 mm, levemente inferior. El segundo ciclo abarca el periodo 1935-1970, con una media de 752 mm, se lo considera marcadamente seco, teniendo en cuenta que hay una diferencia de 130 mm entre las medias con el periodo anterior. Finalmente se observa un ciclo húmedo para el 1971-2005 con un valor

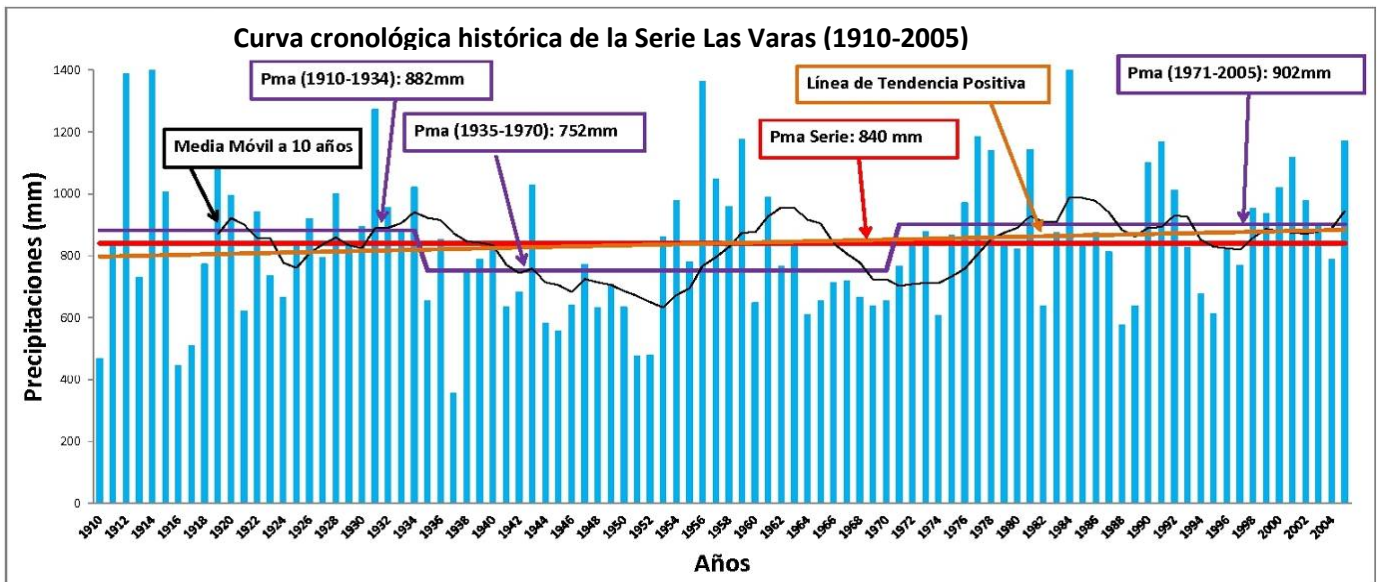


Figura 5.10 Curva cronológica histórica de la Serie Las Varas (1910-2005)

medio de 902 mm.

Por último la curva cronológica anual obtenida para la serie “Inta Manfredi” (1931-2017) pudo ser actualizada hasta el 2017. Como se observa en la figura 5.12 hay cuatro ciclos. El primero comprende el periodo 1931-1954 con una media de 696 mm, es seco ya que la PMA para toda la serie (1931-2011) es de 766 mm. Luego continúa un ciclo húmedo que abarca el periodo 1955-1992 con una media de 811 mm, superior a la PMA. El tercer ciclo es levemente seco en el periodo 1993-2011 con

media de 723 mm. Finalmente se observa un ciclo húmedo en el periodo 2011-2017 con una media de 876 mm. La línea de tendencia es claramente ascendente.

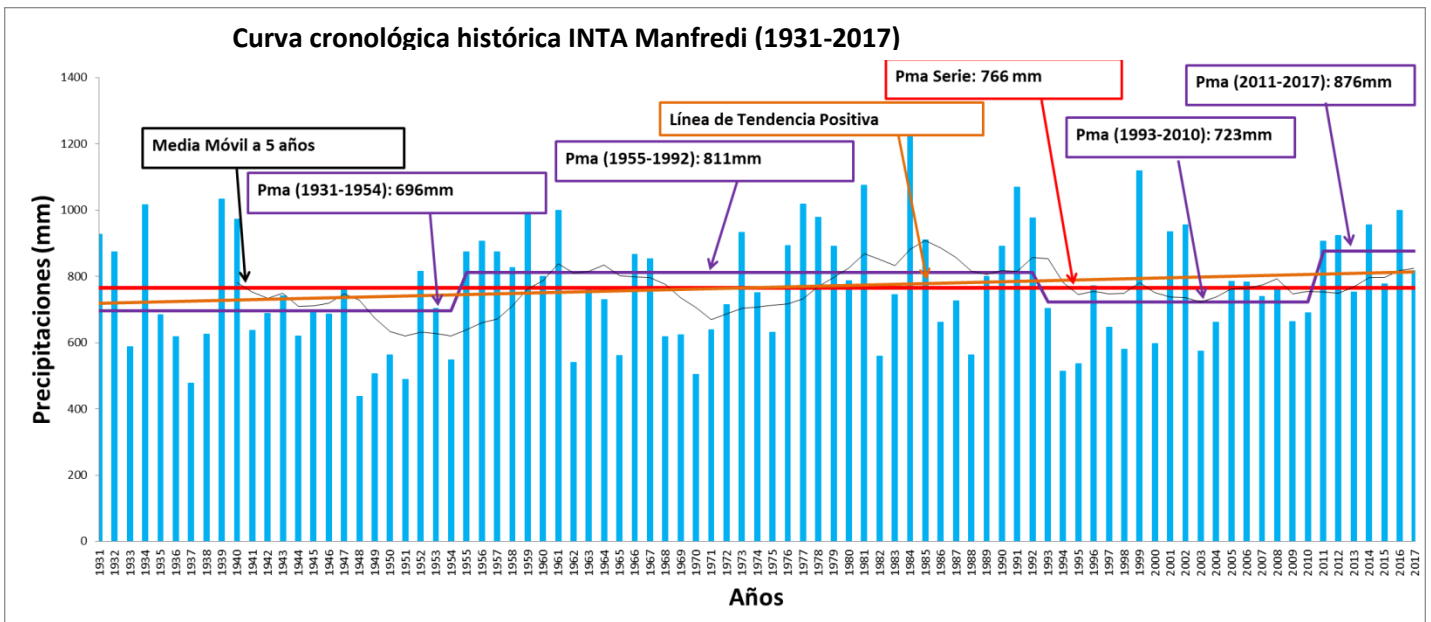


Figura 5.14 Curva cronológica histórica de la INTA Manfredi (1931-2017)

Para la construcción de la curva de distribución de precipitaciones medias mensuales para las series “Córdoba observatorio”, “INTA Manfredi”, “Las Varas” y Morteros (figura 5.14), se llevó a cabo en primera instancia el recorte de las series para lograr coincidencia en la longitud de años en igual período. De esta forma se estableció el período comprendido entre 1931 – 2005, con una longitud de 75 años. En la gráfica 5.14 se observa que las precipitaciones se concentran desde octubre a abril, cubriendo desde el 85% al 89%, distribución pluviométrica característica de un régimen monzónico (Gorgas et al., 2003), pudiendo observarse dos máximos, en diciembre y marzo. Para las series que se ubican al Este (Las Varas y Morteros), se destaca tanto el aumento de precipitación como también una leve variación en la distribución, acentuándose el pico de precipitaciones de marzo que resulta algo superior al de diciembre. El análisis conjunto permite entonces visualizar claramente una variación gradual de la cantidad de las precipitaciones en sentido Este-Oeste y, si bien la distribución general se mantiene, se observa un cambio leve en la misma (mayor pico en marzo).

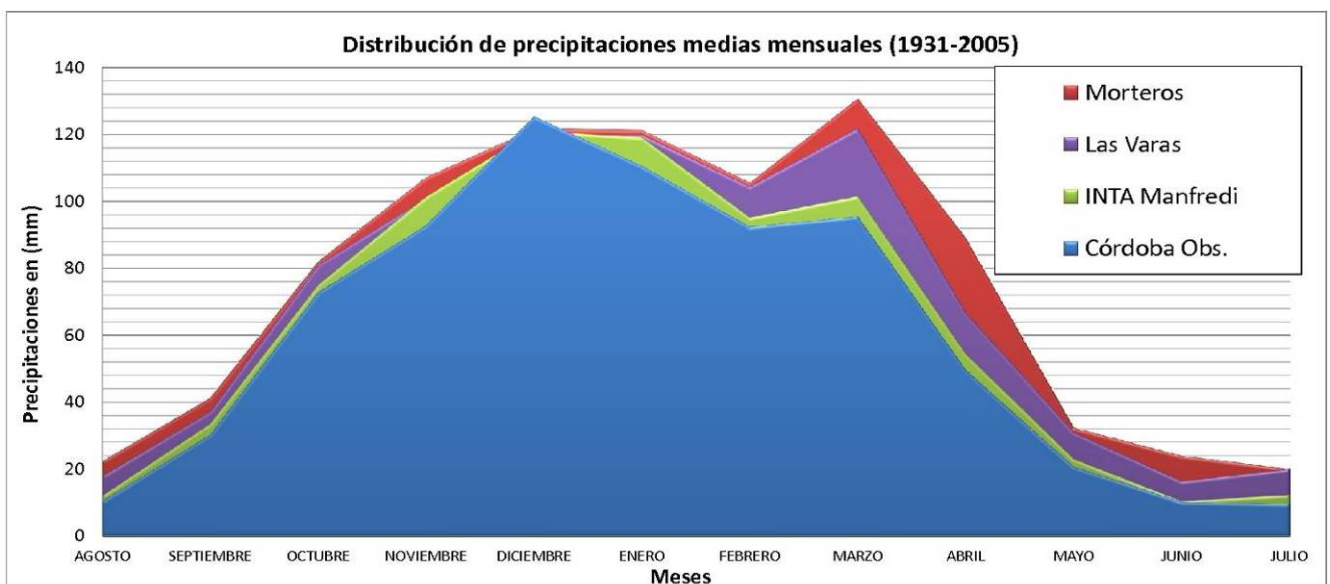


Figura 5.13 Distribución de precipitaciones medias mensuales para el período en común 1931-2005

5.2.3 Balances hídricos

5.2.3.1 Evapotranspiración potencial

Se calculó por medio de la metodología propuesta por Thornthwaite y Mather (1955), usándose los valores de temperatura registrados en la estación meteorológica “INTA Manfredi” ya que es una serie completa y confiable de este parámetro (tabla 5.4).

Tabla 5.4 : *Calculo de la Evapotranspiración Potencial Thornthwaite y Mather (1955), Serie “INTA Manfredi”.*

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
T°C	23,5	22	20	17	13	10,5	9,5	11,5	13,5	17,5	20,5	23
icm	10,35	9,49	8,16	6,38	4,25	3,03	2,68	3,58	4,60	6,66	8,53	10,01
C1	3,7	3,3	2,8	2	1,3	0,9	0,7	1	1,4	2,2	2,9	3,6
Días del mes	31	28	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31
EP s/ajustar	114,7	92,4	86,8	60	40,3	27	21,7	31	42	68,2	87	111,6
C2	1,22	1,04	1,06	0,94	0,9	0,83	0,88	0,95	1	1,13	1,16	1,23
EP ajustada (mm)	139	96	92	56	36	22	19	29	42	77	100	137

5.2.3.2 Balance hídrico modular

En la tabla 5.5 se presenta el balance modular según la metodología propuesta por Thornthwaite y Mather (1955). A modo de ejemplo se muestra el realizado para la serie INTA Manfredi (1931-2011). La serie utilizada para el cálculo, contienen la información de la precipitación de la época que duro la investigación, mas allá de que se continuó trabajando en el tema y recolectando datos. Se han empleado como variables de entrada las precipitaciones medias mensuales y la evapotranspiración potencial media mensual calculada previamente.

La realización de este balance permitió conocer el valor de evapotranspiración real media mensual y el déficit hídrico medio mensual. La precipitación media anual de la serie hasta el 2011 resultó ser de 759 mm, y la evapotranspiración potencial media anual de 845 mm, la evapotranspiración real media anual resultó en 759 mm (coincidente con toda el agua caída), lo que produce un déficit hídrico del orden de 86 mm y ausencia de excesos hídricos en todo el año. Con la información obtenida se pudo clasificar climáticamente a la zona (Thornthwaite, 1948) en función de la obtención del índice hídrico, calculado en base a los valores de precipitación, evapotranspiración potencial y evapotranspiración real media anual. El clima en la zona resultó de tipo mesotermal subhúmedo seco, con nulo o pequeño exceso de agua con déficit menor a 100 mm.

Tabla 5.5 Balance hídrico modular (Thornthwaite y Mather, 1955). Serie "INTA Manfredi" Período 1931-2011.

Mes	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	TOTAL
P (mm)	120	96	102	56	22	10	12	11	35	74	101	120	759
ETP (mm)	139	96	92	56	36	22	19	29	42	77	100	137	845
P-ETP	-19	0	10	0	-14	-12	-7	-18	-7	-3	1	-17	
Sum -(P-ETP)	-36	0	0	0	-14	-26	-33	-51	-58	-61	0	-17	
Reserva agua útil en el suelo	15	15	25	25	23	21	20	18	17	17	18	17	
Variación de la reserva	-2	0	10	0	-2	-2	-1	-2	-1	0	1	-1	
Exceso de agua (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Déficit (mm)	17	0	0	0	12	10	6	16	6	3	0	16	86
ETReal (mm)	122	96	92	56	24	12	13	13	36	74	100	121	759

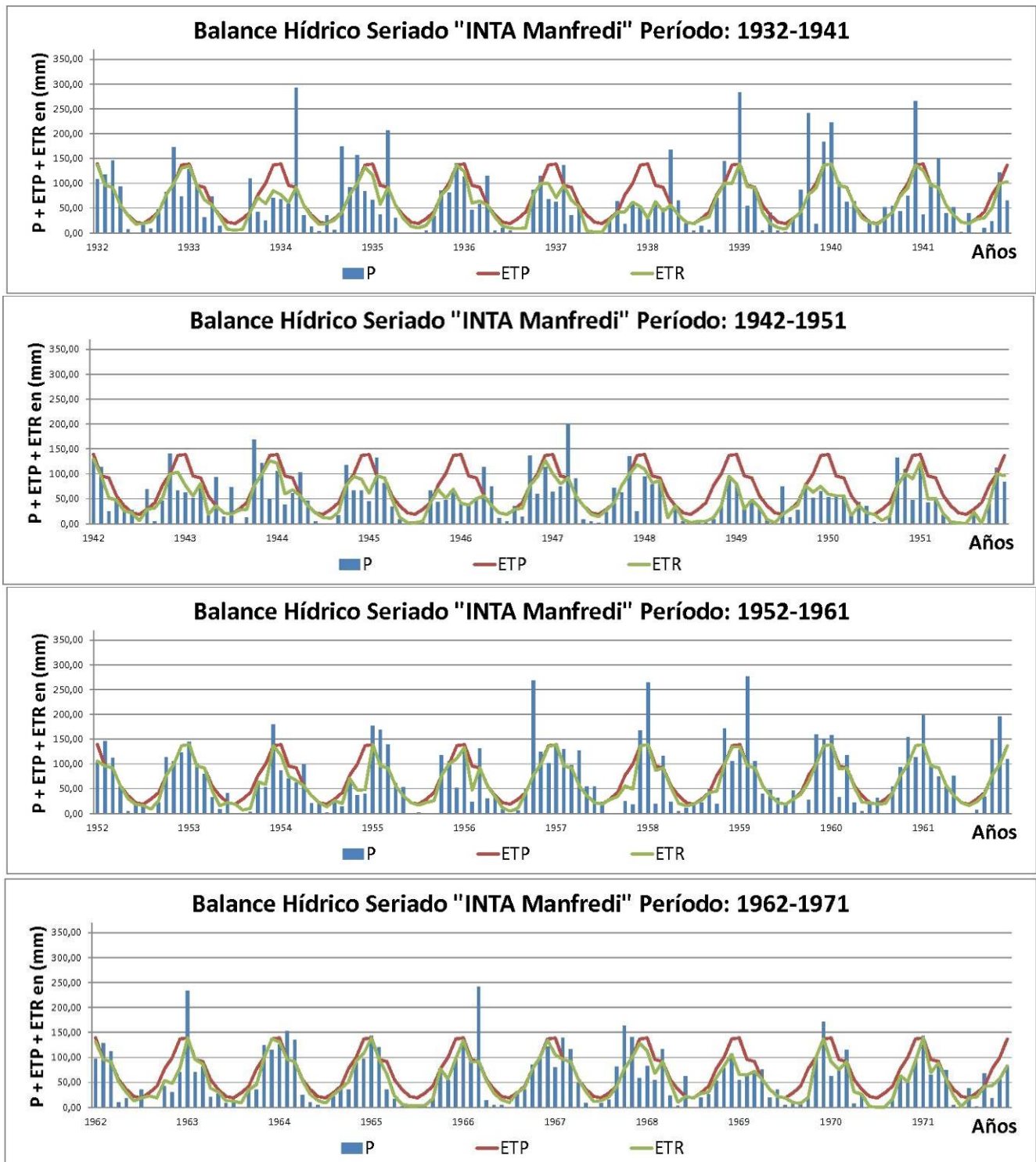
Los balances modulares como el que se describe, si bien de gran utilidad para clasificar la zona y estimar el comportamiento general, tienen el inconveniente de que no permiten examinar lo que pasa en cada año de la serie, en los que pueden producirse déficit, aunque también excesos. En este tipo de climas esto es fundamental, ya que de los excesos depende, a veces en altas proporciones, la existencia de escurrimientos superficiales y la recarga a los acuíferos (Blarasin, 2003, Cabrera, 2009)

5.2.3.3 Balance Hídrico Seriado

Como se indicara, con el objetivo de conocer los déficit y excesos de agua en cada año de la serie, se procedió al cálculo del balance hídrico seriado de paso mensual, utilizándose para ello el programa "PDIMES" (Ravelo, 1990), debido a que el mismo utiliza valores medios mensuales de precipitación y tiene en cuenta la humedad antecedente del suelo, obteniéndose así valores más próximos a lo que ocurre en el sistema realmente con un paso de tiempo más pequeño. Se muestra nuevamente como ejemplo el balance realizado para la serie "INTA Manfredi" (1931–2011).

Las variables de entrada, para realizar el cálculo, son la precipitación y la evapotranspiración potencial de cada mes. Las variables calculadas a partir del balance son: la evapotranspiración real, almacenaje, recarga potencial, agua potencial extraíble y excesos hídricos. En la figura 5.14. se presentan los gráficos correspondientes en los que se presentan las relaciones P-ETP-ETR para cada año. En general el análisis más simplificado puede realizarse a partir de la Figura 5.15. Donde se grafican los excesos hídricos para cada año de la serie. Así, puede observarse que a lo largo de los 80 años analizados los excesos hídricos se alojan siempre en primavera verano y aumentan desde la década del '70. Si se realiza un análisis más pormenorizado se destaca que al principio de la serie, si bien son años más secos, hay alojados periodos de excesos en los años 32-35, 39-41, 55-62, 73, 79-81, 84-86, 91 93,99-03 y aunque bajos, en 07, 10 y 11. Los máximos déficits hídricos se reconocen en los periodos 1934–1951 y 1993-2001. Los periodos de excesos hídricos observados coinciden con lo encontrado por otros autores en la región (Piovano et al., 2006 a). Los periodos de mayores excesos desde la década del '70, no sólo en esta zona sino también en otras de la llanura chaco pampeana (Blarasin et al., 2005) coinciden con importantes crecientes de ríos y arroyos y aumentos significativos

del nivel freático. En la zona bajo estudio, en el 2003 se registró el máximo nivel histórico de la laguna Mar Chiquita (Piovano et al., 2006 a).



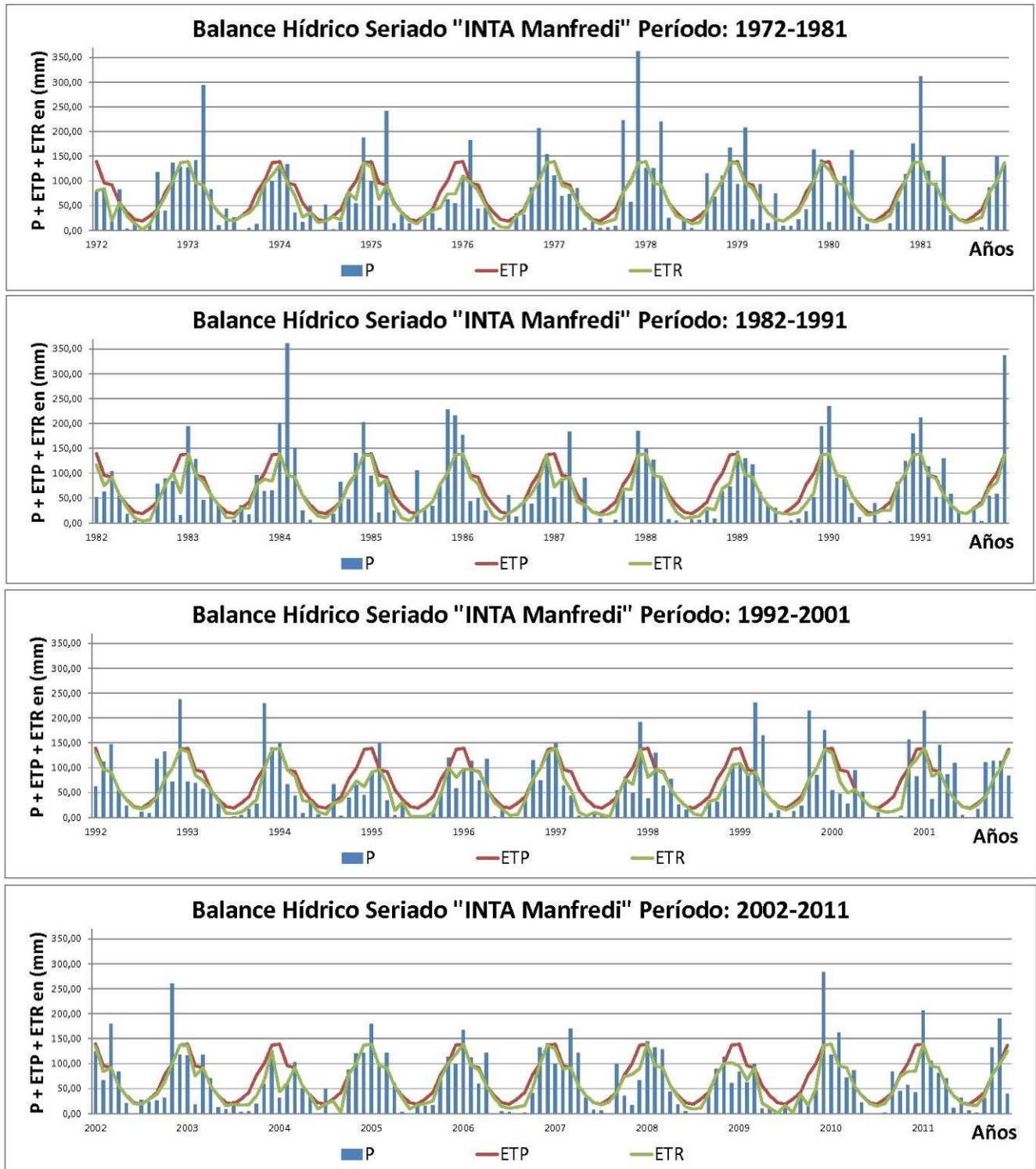


Figura 5.15 Balance hídrico seriado para la serie "INTA Manfredi" 1931-2011

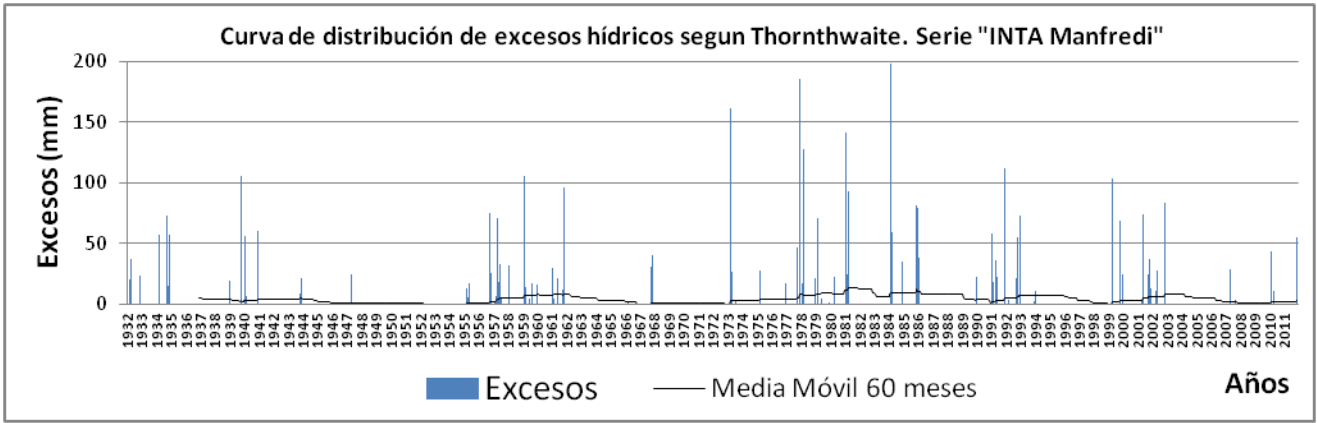


Figura 5.16 Excesos Hídricos para la serie "INTA Manfredi" 1931-2011 (Media Móvil a 60 Meses)

CAPÍTULO 6 HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

6.1 Sistemas Hidrológicos de Córdoba

La presencia de las Sierras Pampeanas de Córdoba determina dos vertientes principales, oriental y occidental. La vertiente oriental incluye los ríos que drenan hacia la laguna Mar Chiquita, sistemas del río Carcarañá y del río Quinto o Popopis. La vertiente occidental comprende el Sistema del río Conlara y arroyos del oeste de la Provincia de Córdoba, que drenan principalmente hacia los bolsones de las Salinas Grandes y Ambargasta y hacia la Provincia de San Luis. El sur de la provincia está caracterizado por sistemas hidrológicos no típicos (bañados y lagunas), comprendidos en la región sin drenaje superficial de San Luis, Córdoba, La Pampa y Buenos Aires.

Un rasgo remarcable en el noreste de la Provincia de Córdoba lo constituye la laguna Mar Chiquita (Piovano et al. 2009), la mayor laguna salina de Sudamérica, ubicada en la Depresión Tectónica de Mar Chiquita en la región Pampa Norte (Mon y Gutierrez 2009; Brunetto et al.2010). (Relatorio XIX Congreso Geológico Argentino - Córdoba, Capítulo Recursos Hídricos Superficiales, (Clarita M. DASSO et al. 2014). Figura 6.1.

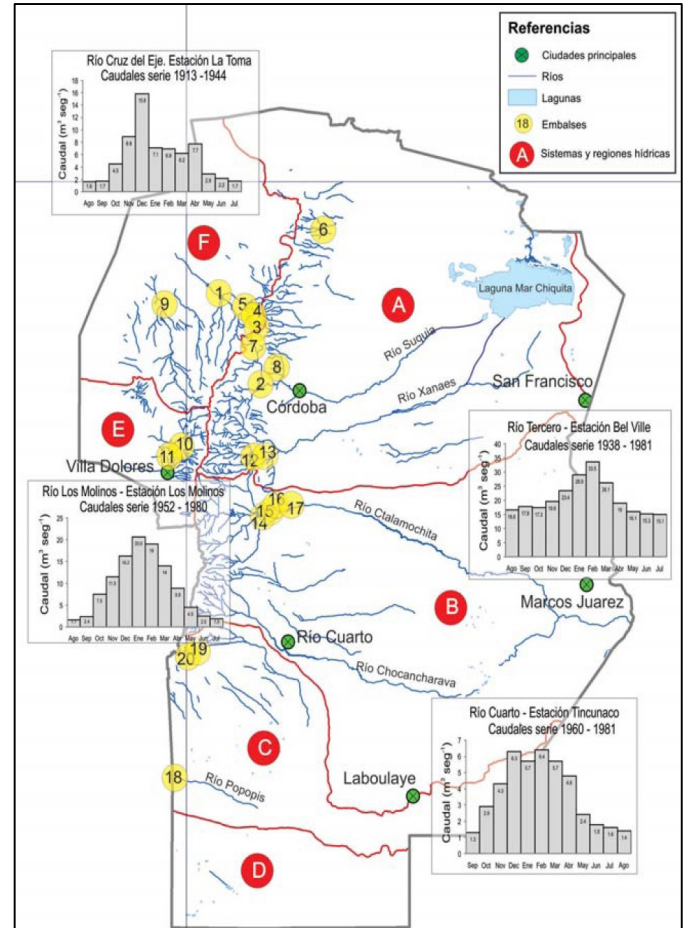


Figura 6.1 Sistemas hidrológicos de la Provincia de Córdoba, hidrogramas medios anuales. Tomado de (Clarita M. DASSO et al. 2014)

6.2 Sistema de la laguna Mar Chiquita y bañados del río Dulce

Es un sistema endorreico que se extiende entre los 26° y 32° S y 62 ° y 66° O abarcando una superficie de ~127.000 km². El sistema incluye: a) la laguna Mar Chiquita; b) las cuencas de los ríos Suquía o Primero (6.300 km²), Xanaes o Segundo (15.400 km²) y un conjunto de sistemas dispersos (14.000 km²) que drenan desde la vertiente oriental de las Sierras Pampeanas y c) la cuenca del río Salí Dulce y sus bañados (82.300 km²). Figura 6.2.

CUENCAS HIDROGRÁFICAS

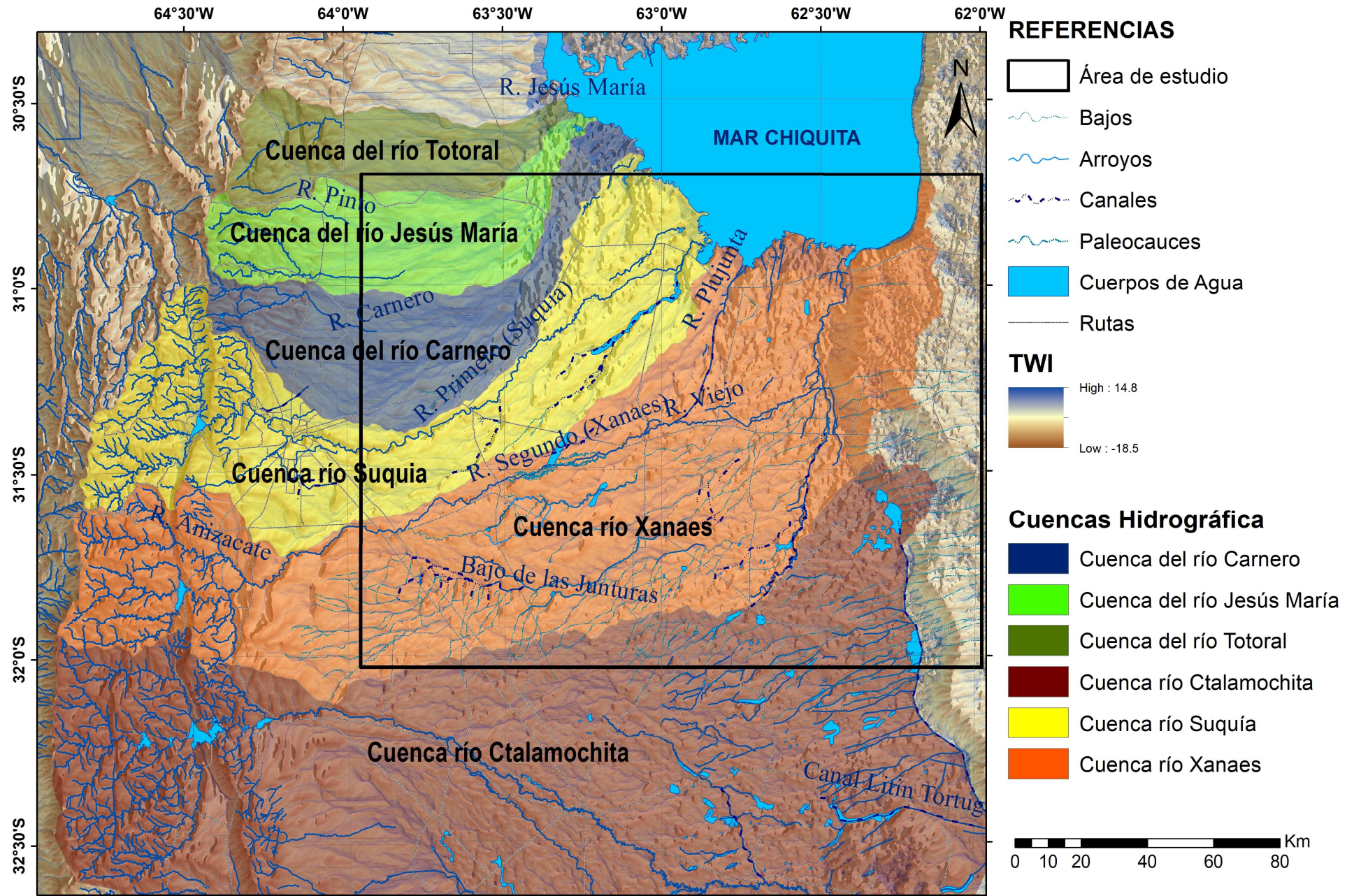


Figura 6.2 Cuencas Hidrográficas del Área de Estudio.

6.2.1 Laguna Mar Chiquita (Mar de Anzanuza)

La laguna Mar Chiquita es uno de los sistemas lacustres salinos más grande del mundo que se caracteriza por presentar marcadas fluctuaciones en su volumen como resultado de cambios temporales en las precipitaciones regionales (Figura 6.3.a; Piovano et al. 2009). Es una laguna alcalina, con aguas cloruradas-sulfatadas-sódicas, supersaturadas en calcita y yeso durante niveles bajos y en calcita durante niveles altos (Martínez et al. 1994). La variación en los niveles de la laguna está en estrecha correspondencia con la variación de las precipitaciones regionales y con el desarrollo de anomalías (positivas o negativas) en los caudales mensuales de los ríos de la cuenca del Plata (Piovano et al. 2009). Durante el siglo XX la laguna presentó niveles bajos dominantes con algunas interrupciones hasta mediados de la década de los años 1970, cuando se produjo un importante aumento de ~8 m. La superficie de la laguna entre los años 1977 y 2003 exhibió una variación entre 1.960 y superior a los 6.000 km² (Figura 6.3-b). Luego del máximo registrado durante el año 2003 se desarrolló un período de disminución de su nivel, el cual se extiende hasta la actualidad (Figura 6.3-c). El dominio de balances hídricos negativos ha sido

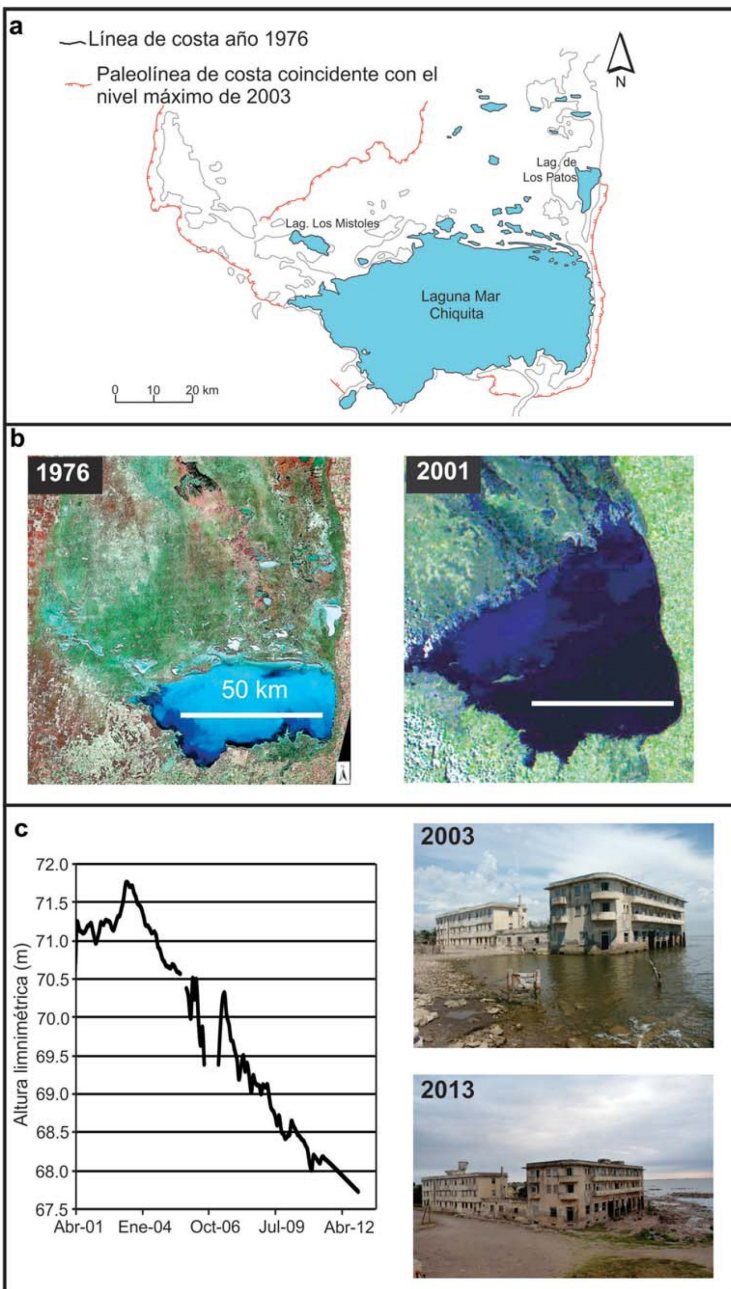


Figura 6.3 a-Posición de la línea de costa de la laguna Mar Chiquita durante 1976. b Imágenes satelitales y c- Curva limnimétrica de la laguna Mar Chiquita entre los años 2001 y 2013. (Piovano et al. 2009)

también registrado en otros sistemas lacustres de la región Pampeana indicando la acción del Sistema Monzónico Sudamericano como control hidroclimático regional. Los niveles bajos se caracterizaron por presentar salinidades altas como, por ejemplo, 360 g L⁻¹ en 1911, 251 g L⁻¹ en 1951 y 270 g L⁻¹ en 1970 (Piovano et al. 2002). En el año 1982 se registran 30 g L⁻¹. En la actualidad, la caída de ~4 m en su nivel con respecto al máximo correspondiente al año 2003 (71,8 m s.n.m.) se corresponde con un aumento en la salinidad a 69 g L⁻¹.

6.2.2 Cuenca del río Suquía

En su parte superior, como cuenca de aporte efectiva al río Primero, se encuentran numerosos ríos y arroyos, como el río Yuste, Icho Cruz, Carneiro, del Cajón, San Antonio, con nacientes en la zona serrana occidental (Sa. Chica, Cumbre de Perchel, Sa. Grande y Pampa de San Luis). Estas aguas tributarias de la cuenca superior dan lugar a la formación de dos ríos importantes afluentes del Primero: el Cosquín y el de San Roque, que forman el lago artificial San Roque, en que actualmente tiene su origen el río Primero. A partir de este punto el río escurre en sentido SO-NE hasta cruzar la cota de 150 m.s.n.m., los cauces principales se separan en distintos brazos que, en función a fluctuaciones temporales del balance hídrico, pueden infiltrarse, originar bañados o desembocar en la laguna Mar Chiquita (Piovano et al. 2006), con régimen transitorio con el nombre de Brazo de la Para, recibiendo como únicos afluentes al río Ceballos y al A° La Cañada.

Los cursos que drenan el área de aporte tienen régimen intermitente, con máximos caudales en verano, durante la época lluviosa, pudiéndose producir fuertes torrentes. Durante la época de sequía sus caudales merman considerablemente; lo que estimuló la construcción, entre otros, del dique San Roque, cuya función es regular las aguas del río Primero y abastecer de agua potable a la ciudad de Córdoba.

Los datos registrados en el punto de medición Dique San Roque, perteneciente a la Red Hidrológica Nacional, revelan un caudal medio anual promedio de $9,67 \text{ m}^3/\text{s}$, habiéndose registrado un caudal medio diario máximo de $556 \text{ m}^3/\text{s}$ (1930), y mínimo, de $0 \text{ m}^3/\text{s}$ (SSRH, 2004), con derrame promedio de 305 hm^3 y un caudal específico promedio de $7,2 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (estación San Roque, serie 1925-1981). Según el "Estudio Hidrológico Ambiental del Sistema Mar Chiquita - Bañados y tramo inferior del río Dulce" de febrero 2006 (UNC-UNSE, 2006) el caudal medio registrado en las localidades de La Para y Río Primero (punto cercano a su desembocadura) es del $10 \text{ m}^3/\text{s}$, aproximadamente.

La cuenca se encuentra limitada al oeste por una línea de dirección norte-sur que arrancando de la cumbre de Perchel sigue por los cerros Ensenada y Blanco, pampa de San Luis, Los Gigantes, siguiendo hacia el sur por la cumbre de la sierra Grande hasta La Posta, en la Pampa de Achala. Por el norte y este, define el límite una línea que, saliendo de El Perchel, pasa a unos 2 km, al sur de La Cumbre hasta dar frente a Santa Rosa, con la cumbre de la sierra Chica. Por esta cumbre toma hacia el sur hasta el cerro El Cuadrado, desde donde tuerce hacia el este siguiendo el camino de La Falda a Salsipuedes, pasando al norte de esta población para continuar por estación General Paz, Santa Teresa, Punta del Agua, estación La Puerta y terminar en la laguna Mar Chiquita.

Por el sur, la región limita con una línea imaginaria que, partiendo de La Posta, pasa por El Cóndor, Copina, El Observatorio y, desde aquí, pasa por las estaciones Bouwer, Toledo, Cañada del Machado, Santiago Temple, Buey Muerto y La Para, hasta llegar a la laguna de Mar Chiquita (CFI, 1962).

6.2.3 Cuenca del río Xanaes

El río Xanaes o Segundo posee un curso de mayor longitud que el del Suquía y sigue paralelo a él, se origina como tal a partir del Embalse Los Molinos, recibiendo posteriormente como afluentes, a los Arroyos San Agustín y Anizacate, punto a partir del cual corre en un cauce único sobre terreno llano. En todo este trayecto el río tiene una dirección hacia el E-NE. La cuenca superior, serrana, está representada por los diversos afluentes que nacen en la Cumbre y la Pampa de Achala. Como ejemplos, pueden citarse los ríos del Medio, de los Reartes y de los Espinillos, que desembocan en el Embalse Los Molinos. Al norte de la cuenca se presentan los ríos de la Suela y San José, cuya confluencia da origen al A° Anizacate.

A partir de Villa del Rosario, el río se conecta con diversos brazos, originados por disminución de la pendiente que formó embanques, y con cañadas, como la de Los Chañaritos y el bañado del Manantial que, con recorrido sur-norte llega hasta la laguna del Plata, inmediata a Mar Chiquita.

Al sur de Villa del Rosario, y en cierto modo independiente del cauce principal del río Segundo, se hallan las cañadas de Corralito y arroyo de Álvarez y, más al sur y con curso paralelo al Segundo, corren los Arroyos de Las Junturas y del Calchín, los cuales se pierden en cañadas que luego se prolongan de sur a norte en grandes extensiones como las de Sacanta, de las Víboras, Mala Cara y Cabeza del Buey. Estas tres últimas se vinculan más al norte en la cañada de la Encrucijada, inundando grandes extensiones cuando desbordan, en las localidades de El Tío, Jeanmarie y Devoto. La zona es en general de bañados drenados por numerosos canales.

A partir de la localidad de Arroyito, el río Segundo tuerce hacia el norte, dirigiéndose hacia Mar Chiquita, donde desemboca, a través de la cañada de Plujunta, parcialmente canalizada, y finalmente divagando por el A° de los Guevara. La pendiente longitudinal del río Segundo presenta valores considerables que llegan en el tramo Potrero de Garay - Los Cerrillos a 11,6 m/km, disminuyendo luego hasta la confluencia con el A° Anizacate, punto de entrada a terreno llano.

Los ríos del área de aporte al río Xanaes tienen régimen torrencial, con máximos caudales en verano, durante la época lluviosa, pudiéndose producir fuertes torrentes. Durante la época de sequía sus caudales merman considerablemente lo que propició la construcción del Embalse Los Molinos, cuya función es la obtención de energía eléctrica y el abastecimiento para riego. Los datos registrados en el punto de medición Dique Los Molinos, perteneciente a la Red Hidrológica Nacional, revelan un caudal medio anual promedio de 9,24 m³/s (1952-1980), habiéndose registrado un caudal medio mensual máximo de 89,8 m³/s para febrero de 1979, y mínimo de 0, m³/s para julio de 1971. También se cuentan con los registros del río Anisacate, el cual posee un caudal medio anual promedio de 4,76 m³/s (1954-1981), habiéndose registrado un caudal medio mensual máximo de 43 m³/s para enero de 1981, y mínimo de 0,1 m³/s para agosto de 1973. Esto le otorga al río Xanaes un caudal medio anual de 14 m³/s.

6.2.4 Subcuencas de la Ladera Oriental de las Sierras Chicas

En el sector este de las Sierras Chicas y norte de Córdoba se desarrolla una serie de sistemas dispersos que se infiltran al ingresar en la unidad geomorfológica Llanura Loésica Inclinada antes de entrar en el área de estudio. Se reconocen en esta región una serie de geformas vinculadas a la acción de abanicos aluviales y sistemas fluviales (Cioccale 1999a; Cioccale 1999b; Herrero 2000). Los más importantes son, río Pinto, río Jesús María y río Carnero. Son de carácter temporario en el área de estudio, caracterizados por poseer cuencas relativamente pequeñas sobre la ladera oriental de las Sierras Chicas de Córdoba. Destacando que el río Jesús María posee una fuerte intervención con canalización de su cuenca baja, llegado a drenar en la mar chiquita.

Estas subcuencas se han tenido en cuenta para el muestreo tanto físico-químico como isotópico en sus cuencas medias y altas, fuera del área de estudio, ya que al infiltrarse generan una importante recarga a los sistemas acuíferos del área de estudio.

6.2.5 Cuenca del río Salí Dulce y sus bañados

En lo que respecta a la cuenca del río Dulce (Figura 6.4), poseen nacientes en la Provincia de Salta e ingresa al cuerpo de agua luego de recorrer la provincia de Santiago del Estero, entre sus rasgos más particulares se incluye la salina de Ambargasta de 4.200 km² (Zanor et al.2012) y un sistema de humedales conocidos como Bañados del río Dulce. La Salina de Ambargasta forma parte de uno de los sistemas hipersalinos más grandes del mundo (Cuenca Saliniana: 10.000 km²) integrado por planicies fangosas y lagunas efímeras del tipo cloruradas-sódicas (Zanor et al. 2012; Zanor et al. 2013). El humedal del río Dulce, ubicado en la costa norte de la laguna, es un sistema con una alta dinámica hidrológica controlada por la magnitud de las inundaciones que se expanden por el valle fluvial cuando el caudal entrante supera la capacidad de conducción de su cauce (Rodríguez et al. 2006). El caudal medio anual del río Dulce erogado del Dique Los Quirogas, es ~100 m³ s⁻¹ (Rodríguez et al. 2006). La serie de caudales en el Sauce (Santiago del Estero; años 1925-1968) arroja valores de caudal promedio de 82,2 m³ s⁻¹, derrame promedio de 2.594 hm³ y un caudal específico promedio de 4, 1 L s⁻¹ km², es decir un importante aporte comparado con los caudales de los ríos de Córdoba.

Cuenca del Río Salí-Dulce y otras cuencas hidrográficas del Sistema Mar Chiquita

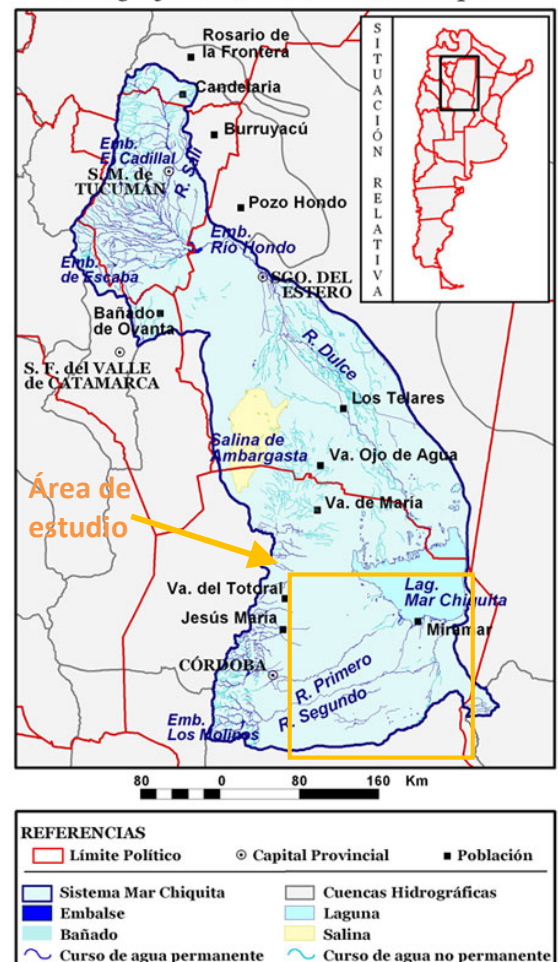


Figura 6.4 Cuenca del Río Salí-Dulce y cuencas hidrográficas del Sistema Mar Chiquita. Tomado del comité de cuenca del Río Salí-Dulce.

6.2.6 Cuenca del río Ctalamochita

La cuenca del río Ctalamochita, si bien corresponde a otro sistema “Sistema río Carcarañá”, se describe brevemente debido a que posee influencia en la parte sur del área de estudio. La subcuenca del río Tercero tiene una superficie aproximada de 3.300 km² y sus nacientes están reguladas por una serie de embalses (ver sección Embalses). El caudal del río Tercero en la ciudad Bell Ville (serie 1939-1981) arroja un valor medio anual de 20,4 m³ s⁻¹, con un derrame anual promedio de 643 hm³ y un caudal específico promedio de 2,4 L s⁻¹ km⁻².

CAPÍTULO 7 USO ACTUAL DEL TERRITORIO

En la zona de estudio es importante mencionar las actividades y uso actual del territorio, dado que los asentamientos urbanos y, en especial las actividades asociadas al ámbito rural, son responsables del impacto directo sobre el medio físico, debido a que el inapropiado uso del suelo conduce a una degradación del mismo, que se manifiesta a través de los procesos de erosión hídrica y eólica, a la vez que inciden directamente en la dinámica y calidad del recurso hídrico superficial y subterráneo.

El área de estudio (28.000 km²) presenta una marcada variedad de ambientes que se hallan condicionados por factores climáticos, geomorfológicos, capacidad de uso de los suelos, disponibilidad de agua subterránea, entre otros, que han restringido el uso actual del territorio. Para su descripción se han realizado numerosas recorridas a campo y se ha utilizado información del censo nacional agropecuario 2002 (CNA 2002) (Figura 7.1), suministrado por la secretaría de estadísticas de la Provincia de Córdoba. Se debe destacar que no se ha podido utilizar la información del último Censo Nacional Agropecuario 2008 (CNA 2008), ya que no ha sido publicada.

Los datos del CNA 2002 fueron desagregados por pedanías con el objetivo de poder combinar geoespacialmente esta información, con la recabada para esta tesis. También se han utilizado las capas de coberturas de suelo, ejidos urbanos, límites, red vial, entre otras, publicada por el IGN (<http://www.ign.gov.ar/sig250>).

En la zona de trabajo, se ha identificado como dominante la actividad rural: agricultura pura, con dominio de cultivos de soja, maíz, trigo y forrajeras con escasa rotación de cultivos. Sobresalen como prácticas de manejo el uso de siembra directa que implica uso intensivo de agroquímicos (plaguicidas y fertilizantes), los cuales son exclusivamente diluidos - mezclados con agua

REPÚBLICA ARGENTINA
MINISTERIO DE ECONOMÍA
SECRETARÍA DE AGRICULTURA,
GANADERÍA, PESCA Y ALIMENTOS
INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA Y CENSOS

Nº de página **1**

PAM 00000000

CENSO NACIONAL AGROPECUARIO ×
Censo Nacional Agropecuario

Buenos Aires - Córdoba - Entre Ríos - La Pampa - San Luis - Santa Fe

Fecha: ___/___/___

Carácter estrictamente confidencial y reservado (Ley 17.622, art. 10 y 15).

Ubicación de la explotación

Código de explotación: 0101

Prov.	Pdo./depto.	Frac.	Radio	Seg.	Nº de cuestionario
□	□	□	□	□	□

3. Otras instalaciones y mejoras.

3.1 Para provisión de agua, manejo de ganado y otros usos.

Fecha de referencia: 30 de junio.

Indique la cantidad:

Tipo	Código	Cantidad	
Molinos de viento	7101	□ □ □ □	
Pozos de agua para consumo (con motor)	7102	□ □ □ □	
Tanques australianos	7103	□ □ □ □	
Represas y tajamares	7104	□ □ □ □	
Otras aguadas artificiales	7105	□ □ □ □	
Potreros	7192	□ □ □ □	
Mangas y bretes	7193	□ □ □ □	
Bañaderos	7194	□ □ □ □	
Máquinas de esquila fijas	7118	□ □ □ □	
Balanzas	Para ganado	7122	□ □ □ □
	Para camiones	7123	□ □ □ □
Total de control	7125	□ □ □ □	

Figura 7.1 Hoja del Censo Nacional Agropecuario 2002. Molinos y Pozos de agua para consumo.



Figura 7.2 Medición de nivel, detrás envases vacíos de agroquímicos, cuya preparación se realiza con agua subterránea.



Figura 7.3 Uso de agua para actividad pecuaria, (Tambo).

subterránea (figura 7.2).

La actividad ganadera predomina en aquellos sectores donde el recurso suelo presenta algunos condicionantes en su capacidad de uso para la producción agrícola. En donde se destaca la cuenca lechera, del este de Córdoba, (producción de Tambos) y en menor medida la producción bovina (recría -engorde) (figura 7.3).

En cuanto al uso urbano del territorio, el área de estudio comprende 24 ciudades, 24 localidades y más de 30 parajes y caseríos, que en su totalidad suman alrededor de 283.000 habitantes, con una superficie urbanizada de 8.800 ha. El uso industrial se encuentra concentrado en las principales ciudades, destacándose Arroyito, San Francisco, Pilar, Río Segundo, entre otras, con actividades industriales muy diversas (ARCOR, Industria láctea "SanCor", grandes frigoríficos, metal mecánica).

El uso turístico – recreativo se concentra en la zona de la laguna Mar Chiquita, particularmente en la localidad de Miramar. Aquí se destaca la reserva provincial que abarca la mayor parte de la laguna de Mar Chiquita así como los bañados del río Dulce, existiendo intenciones de transformarla en Parque Nacional. Tal reserva provincial está integrada a la red hemisférica de reservas para aves playeras, como sitio de categoría "hemisférico", también forma parte de la red Living Lakes, red internacional de cooperación entre lagos y lagunas de gran valor ecológico, y desde mayo de 2002 ha sido designada Sitio Ramsar (figura 7.4).

En el mapa de uso actual del territorio que se muestra en la figura 7.7, se ha representado el uso agropecuario por pedanía con gráficos de tortas, donde se clasifica el uso en: Agrícola, Pecuario y Mixto, en función de las superficies totales: Implantadas, pecuarias y forrajeras recabadas por el CNA 2002, observándose que la actividad pecuaria se ubica principalmente en el sector



Figura 7.4 Uso turístico y recreativo, foto de reserva provincial Mar Chiquita en la regla limnométrica.



Figura 7.5 Uso de agua Subterránea para Feedlot. Barro, heces y orina concentrados en el corral.



Figura 7.6 Uso de agua subterránea para riego con pivot, usando bomba cardánica de eje vertical, en perforación de 180 m encamisado en 12".

MAPA DE USO ACTUAL DEL TERRITORIO POR PEDANÍA

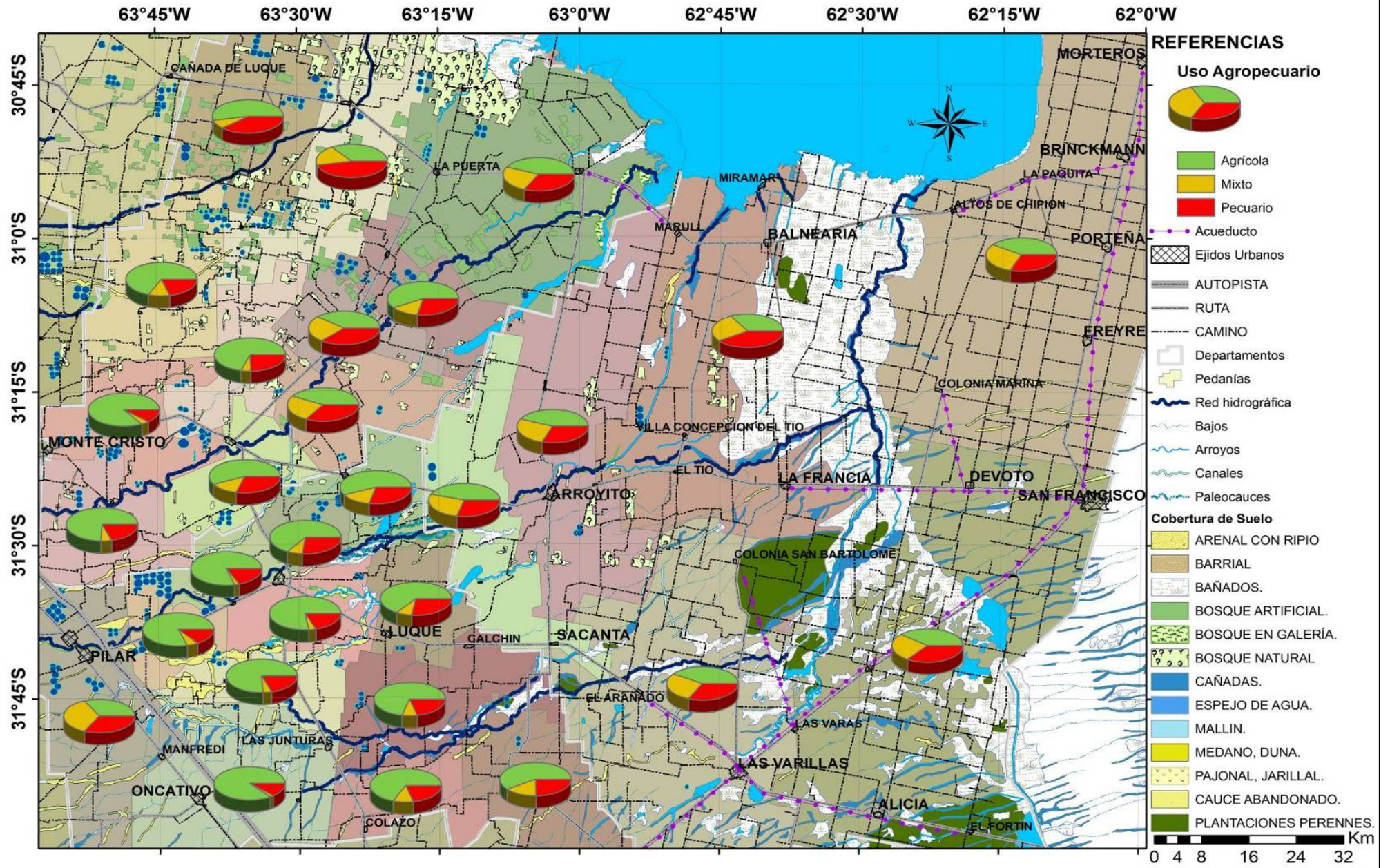


Figura 7.7 Mapa de uso Actual del Territorio dividido por pedanías, donde se compara el Uso Agronómico del territorio.

Norte, noreste y este del área de estudio, asociado a un importante valor de uso mixto debido a que la frontera agrícola ha avanzado sobre campos y montes pecuarios, producto de la alta rentabilidad económica de la actividad agrícola, desplazando a la producción ganadera a pequeñas áreas con prácticas de manejo pecuarias que tienden al “Feedlot” (figura 7.5), que consiste en encerrar a los animales en corrales o potreros de menor superficie donde reciben alimento en comederos.

Este aumento de densidad de ganado, genera un gran volumen de efluentes concentrado, que tienden a provocar un impacto puntual severo en el acuífero libre, ya que el nivel freático en esta zona se encuentra entre 1 y 8 metros de profundidad, quedando poco espesor no saturado que amortigüe este impacto. De la misma manera la zona presenta lagunas de efluentes debido a la producción en tambos.

La superficie con mayor densidad de riego se ubica principalmente en el sector nor-occidental del área de estudio (figura 7.6 y figura 7.10, Mapa de Uso de Agua Subterránea por Pedanía), abarcando íntegramente los departamentos Río Primero y Segundo con un 95% de la superficie total regada, quedando un 5% en las pedanías más occidentales del departamento San Justo, dentro de las cuales se encuentran pivots de riego utilizando agua del Canal Plujunta (Río Xanaes), ya que la calidad del agua subterránea no permite realizar esta actividad.

El 94% de la superficie regada utiliza agua subterránea (Figura 7.8). Según Barrionuevo et al. (2013) un análisis espacio temporal, con imágenes del sensor Thematic Mapper del satélite Landsat 5 y Extended Thematic Mapper del satélite Landsat 7, de los círculos de riego suplementario por pivote central, correspondientes a cultivos extensivos en la provincia de Córdoba en el período 1994-2011, indica que las aéreas regadas se incrementaron en forma sostenida a partir de la década de los noventa (figura 7.9).

Para determinar el volumen de agua subterránea utilizado en el área de estudio, se han digitalizados los círculos de los pivot de riego en imágenes satelitales georeferenciadas, con la finalidad de obtener la superficie regada lo más aproximada posible, a la cual se le ha multiplicado por una lámina anual de riego de 300 mm (Valor de referencia de canon de riego de la SSRH), y con la información del CNA 2002, la cantidad de molinos



Figura 7.8 Círculos de riego en zona oriental de Colonia Caroya

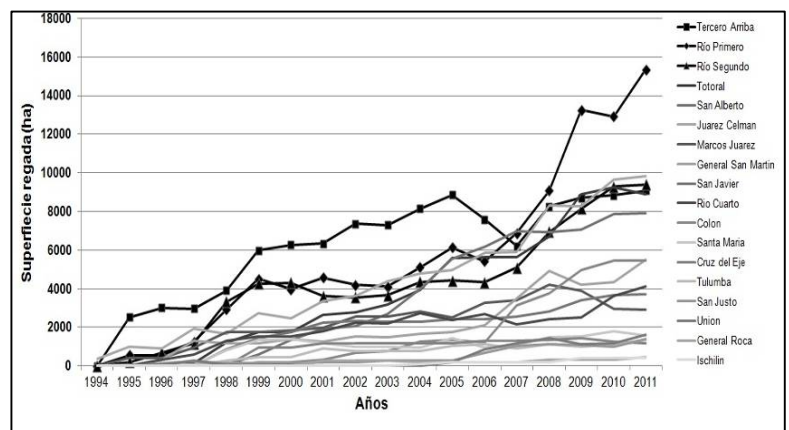


Figura 7.9 Evolución de la superficie regada durante la temporada de verano por departamento en la provincia de Córdoba según Barrionuevo et al. (2013)

de viento y pozos de agua con bomba, se ha calculado el volumen de agua subterránea utilizada (tablas 7.1). Donde se destaca que más del 60% del agua subterránea utilizada en toda el área de estudio corresponde al riego. Esto es coherente con las cifras mundiales que demuestran que el 70 % del agua se usa para la agricultura (ONU, Programa UNW-DPAC, 2011).

El uso de agua subterránea para consumo humano en el sector oriental del área de estudio es proveniente del acueducto Villa María – Morteros, que explota acuíferos de la cuenca de Río Tercero, fuera del área de estudio, abasteciendo a todas las localidades ubicadas sobre las rutas provinciales N° 158 y 1, y a algunas otras próximas a las mismas, sumando más de 130 mil habitantes. En el sector occidental la totalidad de los asentamientos poblacionales (159.217 habitantes) se abastecen con agua subterránea (figura 7.11), utilizando perforaciones que en general superan los 100 m de profundidad. Para el cálculo del volumen de agua utilizado para consumo humano, solo se ha tenido en cuenta los habitantes que no son abastecidos por el acueducto. (159.217 habitantes).



Figura 7.11 Captación de agua para consumo humano en la comuna de Comechingones

Tabla 7.1 Cálculo de volumen de extracción agua subterránea diferenciado por Molinos, Bombas, para consumo humano y riego.

Superficie bajo riego (Ha)	Lámina anual regada (mm)	Volumen de extracción anual (Hm ³ /año)	Cantidad de habitantes	Consumo diario estimado per capita (l/día)	Volumen de extracción anual (Hm ³ /año)
32440	300	97,32	159217	175	10,17

Cantidad de Pozos	Caudal promedio (l/h)	Horas de uso (h)	Volumen de extracción anual (Hm ³ /año)
Con:			
Molinos 16445	400	6	14,95
Bombas 3257	5000	5,5	35,93

Las tareas de campo para lograr los datos del censo hidrogeológico, se han complicado significativamente, debido al éxodo rural, producido por el avance de la frontera agrícola con el implemento de un paquete tecnológico, que involucra el uso de siembra directa e intensivo uso de plaguicidas (altamente nocivo para el ser humano) y que emplea escasa mano de obra, dejando grandes zonas totalmente despobladas con la infraestructura rural abandonada o totalmente demolida (figura 7.12).



Figura 7.12 Infraestructuras rurales abandonadas y demolidas en la zona de estudio.

CAPÍTULO 8 HIDROLITOLOGIA E HIDROESTRATIGRAFIA

En toda la provincia de Córdoba, por haber sido un condicionante fundamental en la evolución geológica Cuaternaria y pre-Cuaternaria y en la sedimentación tanto marina como continental, las estructuras geológicas de carácter regional, han influido en la actual disposición del agua superficial y subterránea, aspectos ya probados para el Sur de Córdoba (Blarasin, 2003; Blarasin y Cabrera, 2005). Parte de estos aspectos se han indicado en capítulos anteriores, indicando el control de características estructurales sobre las unidades geomorfológicas y diseño hidrográfico, incluida la depresión de la mar Chiquita. En este capítulo se mostrarán aspectos geológicos del subsuelo e hidroestratigraficos, que también tienen influencia estructural.

El análisis de las características hidrolíticas e hidroestratigráficas, se expone por medio de columnas y perfiles hidroestratigráficos, realizados, tanto a partir de datos de descripción de recortes de perforación con lupa binocular, como de registros gráficos de perforación, teniendo en cuenta las condiciones geológico-geomorfológicas precedentes, además de información hidrogeológica disponible para la zona de estudio, principalmente los del C.A.A.S. 1973.

Tomando como antecedentes datos de ensayos de bombeo y aforos obtenidos tanto de registros gráficos de perforación de la Secretaria de Recursos Hídricos de la Prov. De Córdoba (SRH, ex DIPAS), como de C.A.A.S (1973) y teniendo en cuenta valores de Conductividad Hidráulica a partir de las tablas 8.1 y 8.2 de Custodio y Llamas (1983) y las tablas 8.3 y 8.4 de Brassington (2007) se asignan valores de K para los diferentes acuíferos.

Tabla 8.1 Valores de K Según el tipo de material. Fuente: Custodio y Llamas

Material	K [cm/seg]	K [m/día]
Grava limpia	>1	>1.000
Arena gruesa limpia	1 a 0,001	1.000 a 10
Mezcla de arena	10-2 a 5*10-3	10 a 5
Arena fina	5*10-3 a 10-3	5 a 1
Arena limosa	2*10-4 a 10-4	2 a 0,1
Limo	5*10-4 a 10-5	0,5 a 0,001
Arcilla	<10-6	<0,001

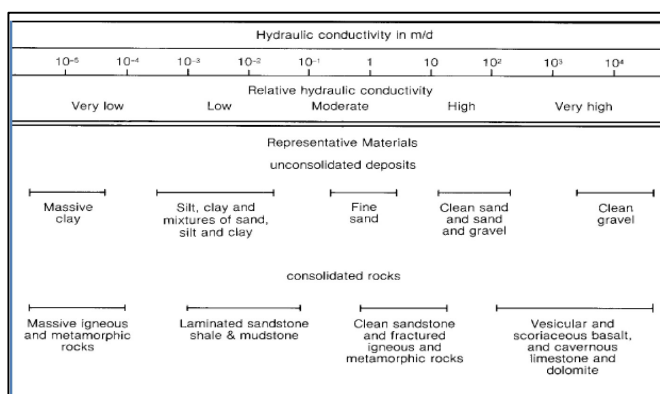
Tabla 8.2 Porosidades totales y eficaces de diversos materiales. Fuente: Custodio y Llamas (1983).

Material	Descripción	Porosidad total %						Porosidad Eficaz %		
		Media	Normal		Extraord.		Media	Max.	Min.	
			Max.	Min.	Max.	Min.				
Rocas Masivas	Granito	0,3	4	0,2	9	0,05	<0,2	0,5	0	
	Caliza Masiva	8	15	0,5	20		<0,5	1	0	
	Dolomita	5	10	2			<0,5	1	0	
Rocas Metamórficas		0,5	5	0,2			<0,5	2	0	
Rocas	Aluviones	25	40	20	45	15	15	35	5	
Sedimentarias	Dunas	35	40	30			20	30	10	
Sueltas	Gravas	30	40	25	40	20	25	35	15	
	Loess	45	55	40			<5	10	0,1	
	Arenas	35	45	20			25	35	10	
	Limos	40	50	35			10	20	2	
	Arcillas sin Compactar	45	60	40	85	30	2	10	0	
	Suelos superiores	50	60	30			10	20	1	

Tabla 8.3 Valores de porosidad en acuíferos. Fuente: Brassington (2007)

Material	Porosity (%)	Specific yield (%)	Fraction of porosity producing specific yield
Coarse gravel	28	23	0.80
Medium gravel	32	24	0.75
Fine gravel	34	25	0.73
Coarse sand	39	27	0.69
Medium sand	39	28	0.7
Fine sand	43	23	0.53
Silt	46	8	0.17
Clay	42	3	0.07
Dune sand	45	38	-
Loess	49	18	0.37
Peat	92	44	0.48
Till (mainly silt)	34	6	-
Till (mainly sand)	31	16	-
Till (mainly gravel)	-	16	-
Fine-grained sandstone	33	21	0.54
Medium-grained sandstone	37	27	0.64
Limestone	30	14	0.47
Dolomite	26	-	-
Siltstone	35	12	-
Mudstone	43	-	-
Shale	6	-	-
Basalt	17	-	-
Tuff	41	21	0.51
Schist	38	26	-
Gabbro (weathered)	43	-	-
Granite (weathered)	45	-	0.80

Tabla 8.4 Valores de conductividad hidráulica. Fuente: Brassington (2007)



Para poder realizar una descripción detallada de las condiciones hidroestratigráficas de la zona de estudio se evaluaron 70 registros gráficos de perforación de la SRH (figura 8.1), datos propios recogidos para esta tesis y perfiles geológicos de C.A.A.S (1976). Con toda esta información se realizaron 4 columnas hidroestratigráficas tipo que representan lo más característico de la región y pertenecen a ambientes geomorfológicos diferentes, de Oeste a Este: “Planicie Loésica Inclinada”, “Abanicos Aluviales Terminales” y “Planicie Oriental Elevada” (ver figura 4.1 “Mapa Geológico – Geomorfológico”). Estas unidades definidas con el relevamiento geológico de superficie, presentan también en subsuelo diferentes características que se identifican como unidades litoestratigráficas en los tres perfiles hidroestratigráficos (figuras 8.2, 8.3 y 8.4). En la figura 8.5 “Mapa de zonas con Sistemas Acuíferos Confinados” se ubican las trazas de los perfiles AA’, BB’ y CC’, los sitios donde se sintetizaron las columnas hidroestratigráficas **1, 2, 3 y 4** y todos los sitios que fueron censados y aquellos en los que se dispone de registro gráfico. En el mapa se muestran además las áreas en las que se pueden encontrar las principales capas confinadas identificadas y sectores con surgencia.

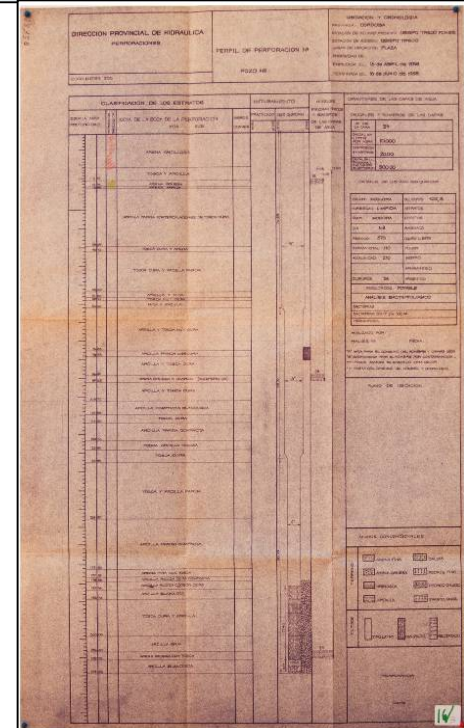
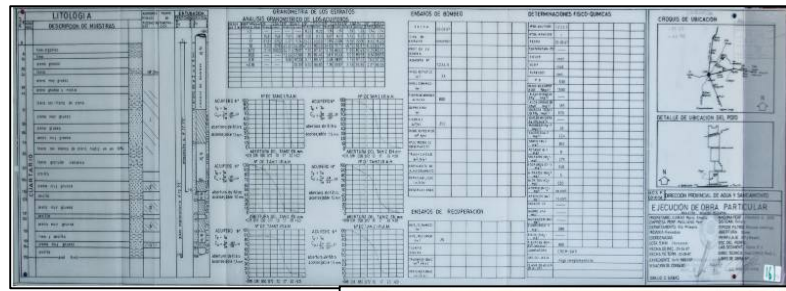


Figura 8.1 Ejemplos de registros gráficos de perforación de SRH

Se construyeron las columnas de litología interpretada discriminando a partir de la interpretación las diferentes unidades litoestratigráficas. Se clasificaron materiales en acuíferos, acuitardos y acuicludos, en función de la potencial capacidad de las litologías descritas para recibir, alojar y transmitir el agua (Figuras 8.6, 8.7, 8.8 y 8.9). En las columnas hidroestratigráficas, con toda esta información se ha diferenciado el acuífero libre, semiconfinado y los acuíferos confinados, estos últimos a su vez han sido divididos en sistemas acuíferos diferentes según las unidades litoestratigráficas que los contienen. De esta manera se ha definido un Sistema Acuífero Confinado “A” (SAC A) que se encuentra en el sector occidental del área de estudio, contenido íntegramente en la Fm. Santiago Temple, compuesto principalmente por depósitos fluviales gruesos que hacia el este disminuyen de espesor y de granulometría (figura 8.10), aumentando su grado de confinamiento en este sentido. Este sistema presenta un espesor promedio de 35 m, llegando a más de 50 m sumando todas las capas acuíferas en la zona de abanicos aluviales medios. Los caudales de explotación varían entre 15 y 150 m³/h dependiendo de la cantidad de capas captadas y del diseño de la perforación.

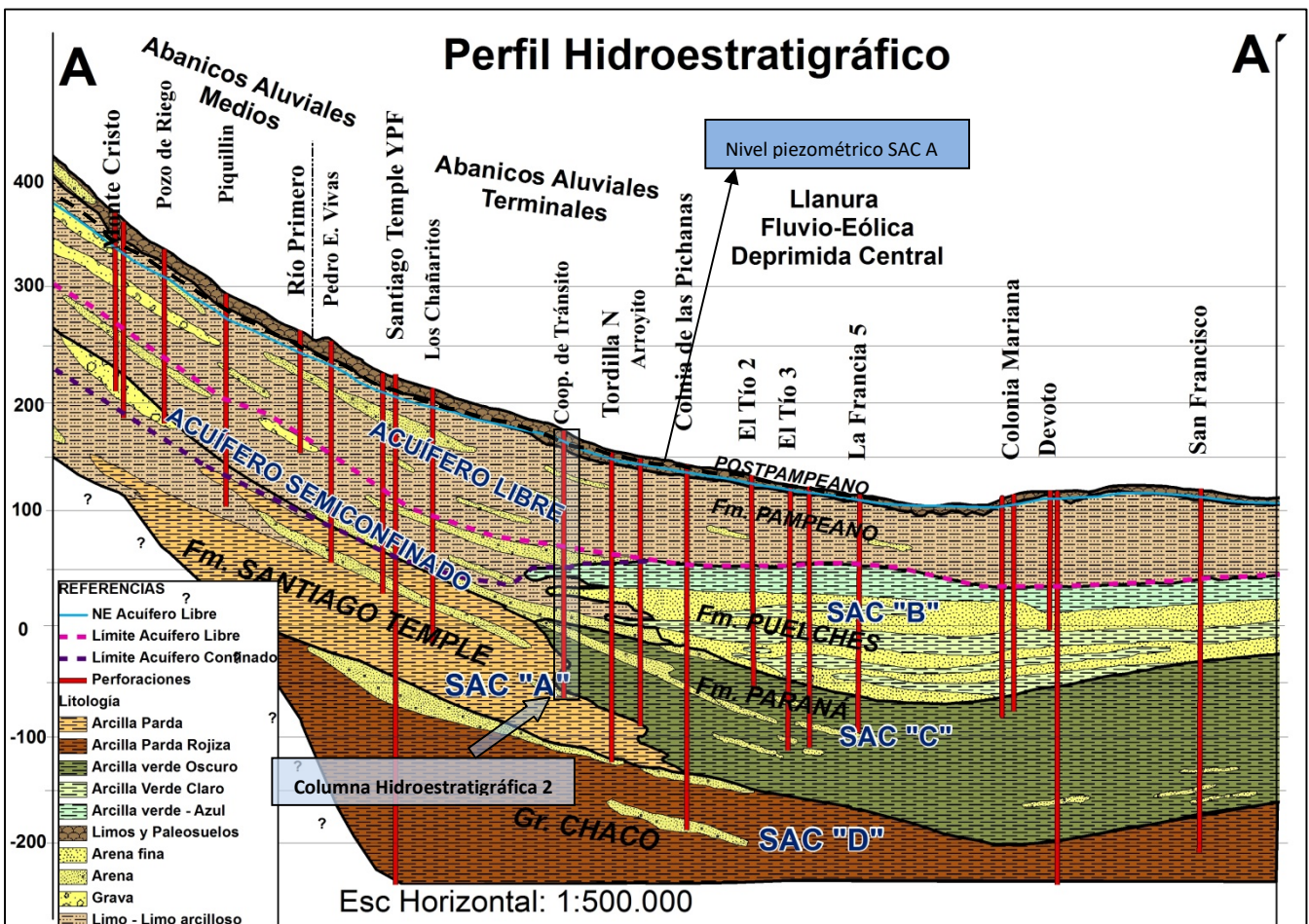


Figura 8.3 Perfil Hidroestratigráfico A-A' orientación E-W (desde Monte Cristo hasta San Francisco). Se detalla el NE del acuífero freático y su límite inferior, límite del acuífero confinado y los sistemas (SAC A, B, C y D). Ubicación Columna Hidroestratigráfica 2

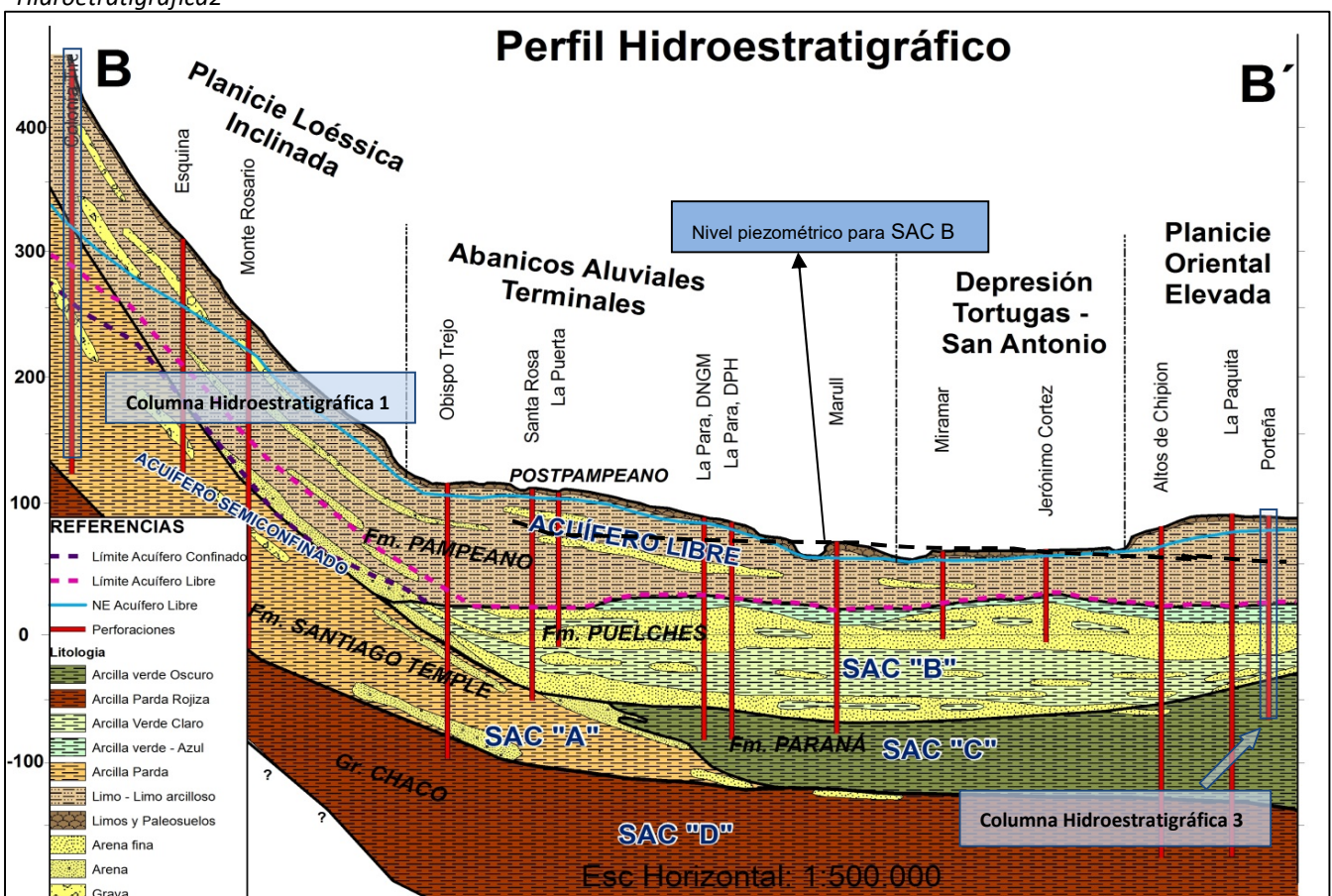


Figura 8.2 Perfil Hidroestratigráfico B-B' E-W (Colonia Tirolesa-Porteña). NE del acuífero freático y confinado (SAC A, B, C y D). Columnas Hidroestratigráficas tipo 1 y 3. Parcialmente modificado de CAAS 1973

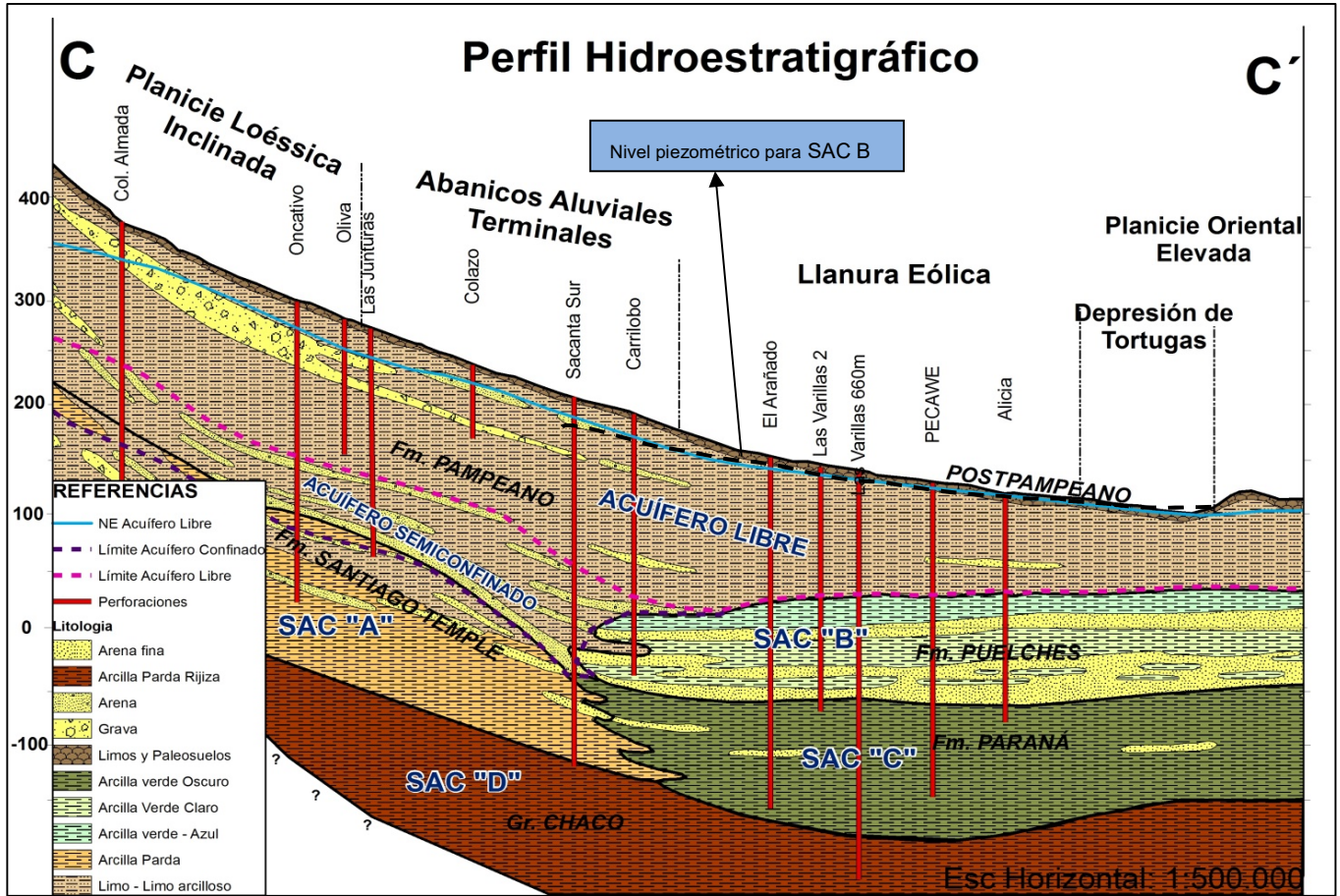


Figura 8.4 Perfil Hidroestratigráfico C-C' E-W (Col. Almada-Alicia). NE del acuífero freático y confinado (SAC A, B, C y D). Parcialmente modificado de CAAS 1973

MAPA DE ZONAS CON ACUÍFEROS CONFINADOS

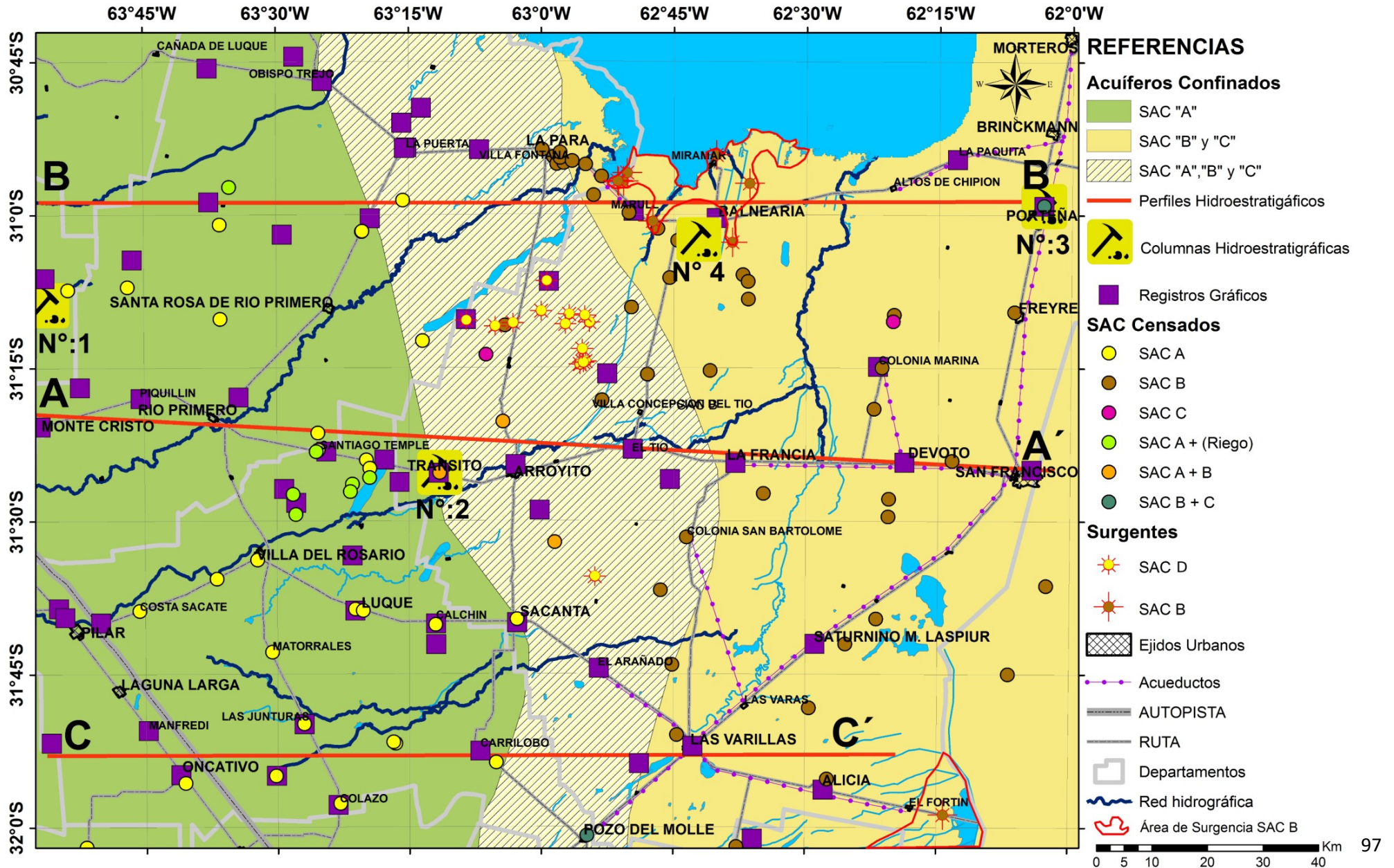


Figura 8.5, Mapa de Sistemas Acuíferos Confinados: Ubicación de Perfiles y Columnas Hidroestratigáfic, Registros gráfic de Perforación, Perforaciones censadas de acuíferos confinados y áreas de surgencia.

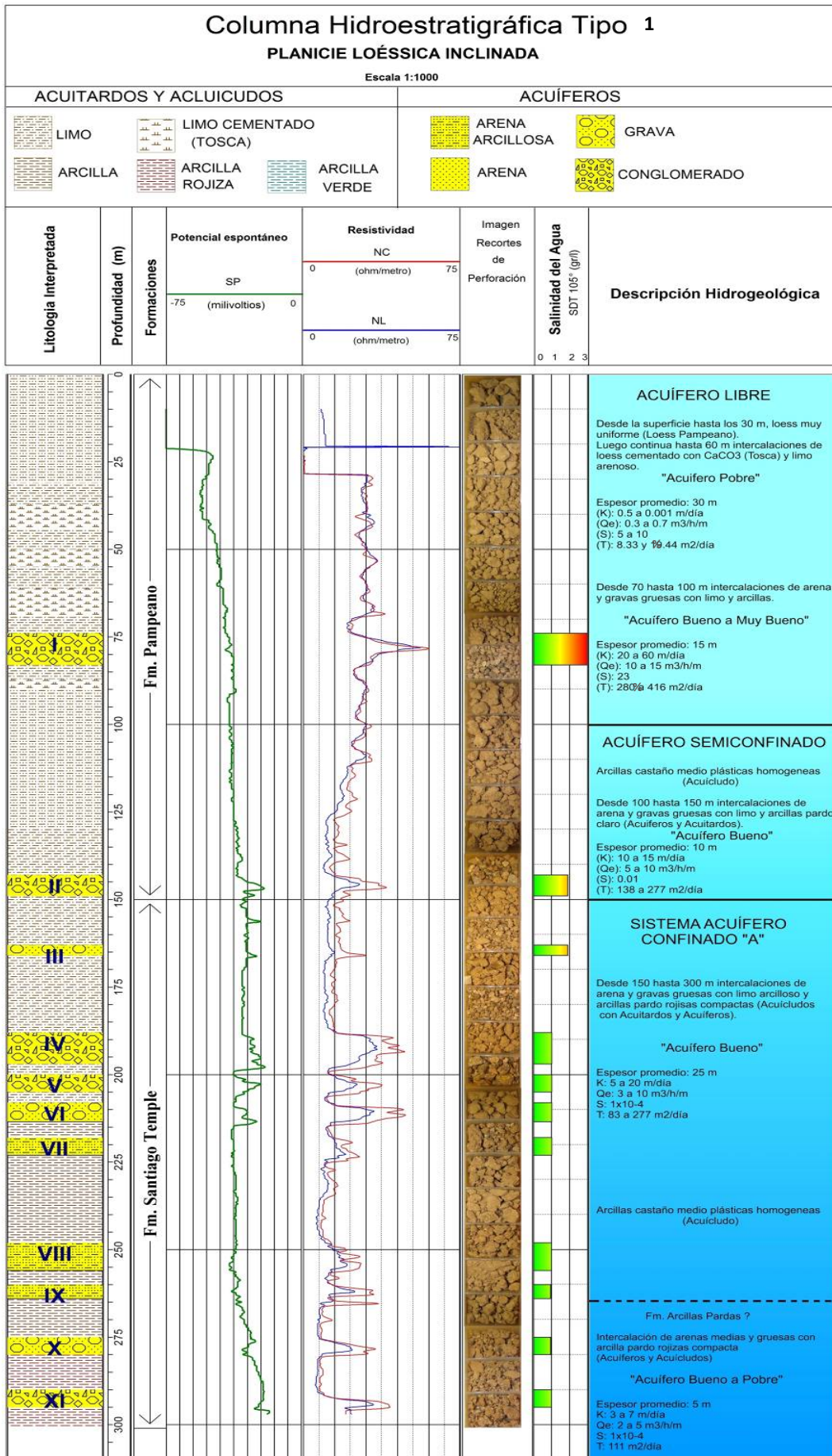


Figura 8.6 Columna Hidroestratigráfica Tipo N° 1 "Planicie Loésica Inclinada" con fotografías de recortes de perforación recolectado (Al Este de Colonia Caroya).

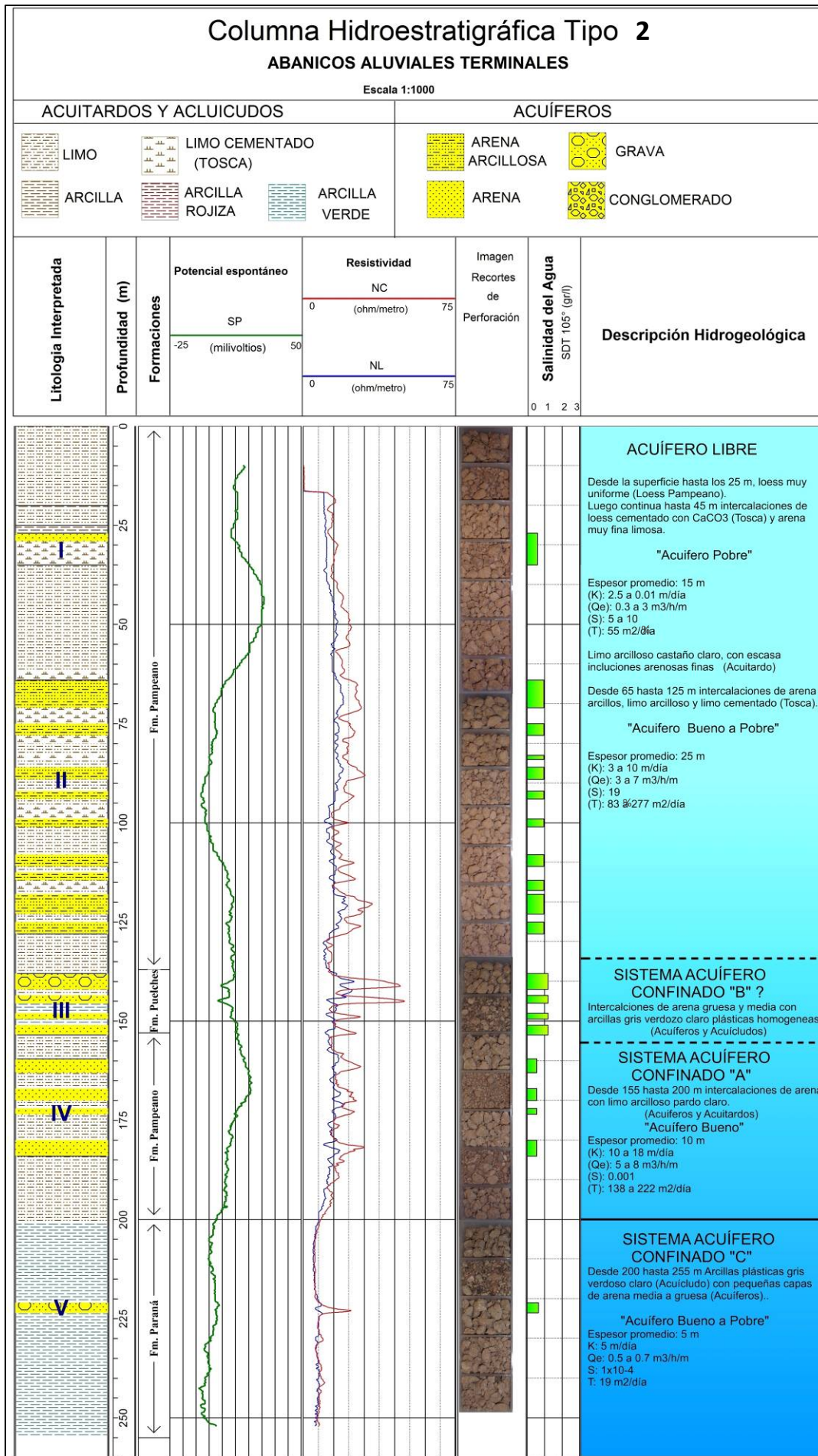


Figura 8.7 Columna Hidroestratigráfica Tipo N° 2 "Abanicos Aluviales Terminales" con fotografías de recortes de perforación recolectado (Tránsito).

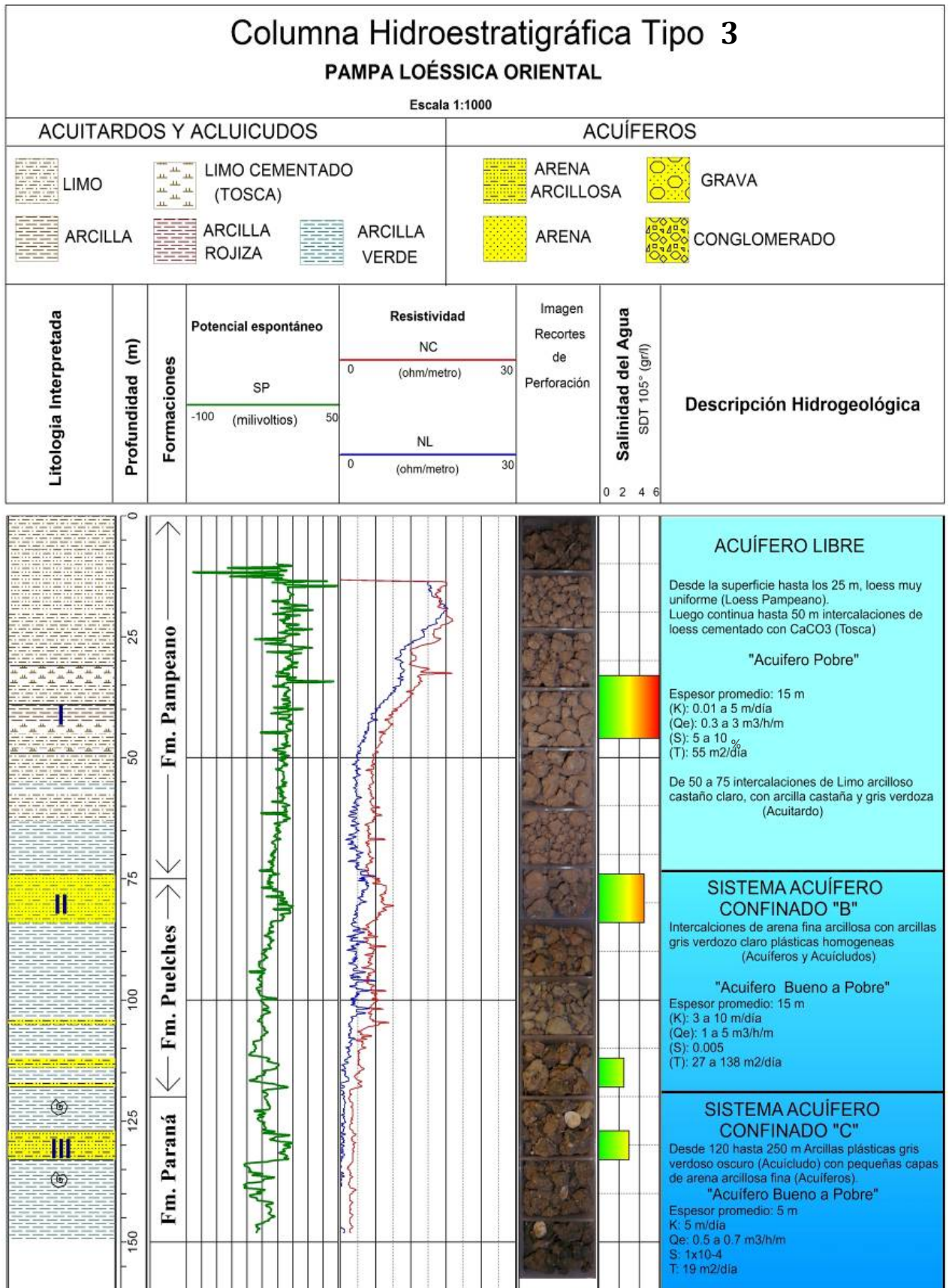


Figura 8.8 Columna Hidroestratigráfica Tipo N° 3 "Planicie Loésica Oriental" con fotografías de recortes de perforación recolectado (Porteña).

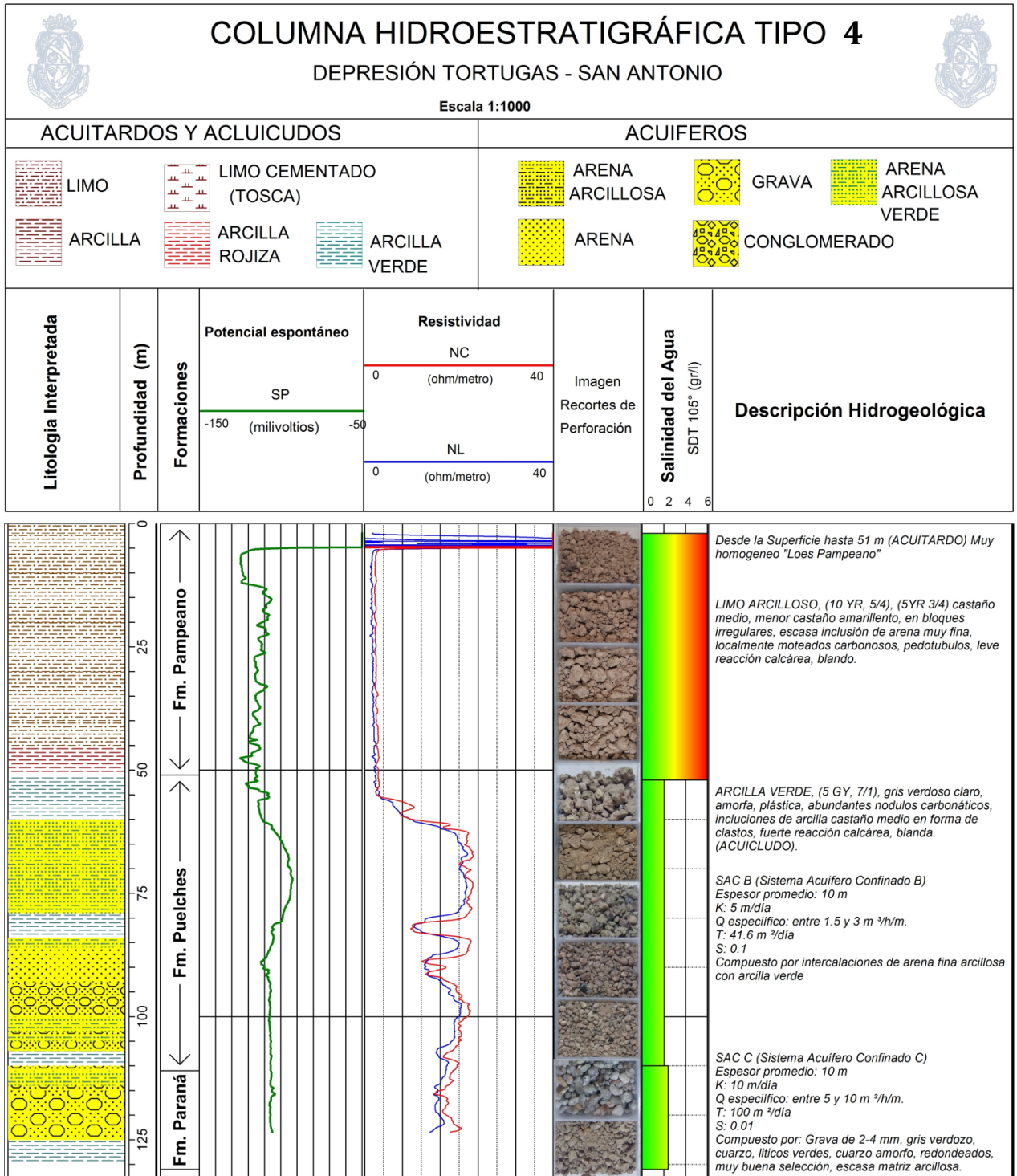


Figura 8.9 Columna Hidroestratigráfica Tipo N° 4 "Depresión Tortugas" con fotografías de recortes de perforación recolectado

Los Sistemas Acuíferos Confinados “B” y “C” (SAC B) y (SAC C) corresponden a los acuíferos contenidos en las formaciones Puelches y Paraná respectivamente, los cuales se encuentran en todo el sector oriental del área de estudio.

El “SAC B” está compuesto por arenas medias a finas cuarzosas y redondeadas de origen fluvial (figura 8.11), típicamente llamadas en la zona como “arenas puelches”. Este sistema se caracteriza por presentar un grado de confinamiento muy uniforme, producido por una capa de arcilla varicolores en el tope de la Fm. Puelches, la cual es muy uniforme y subhorizontal, presentando surgencia en aquellos sectores donde la superficie topográfica

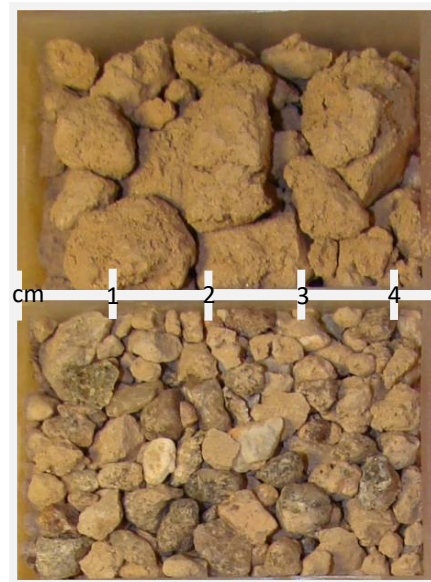


Figura 8.10 Arcillas pardas (acuicludas) y arena muy gruesa a gravas (SAC A).

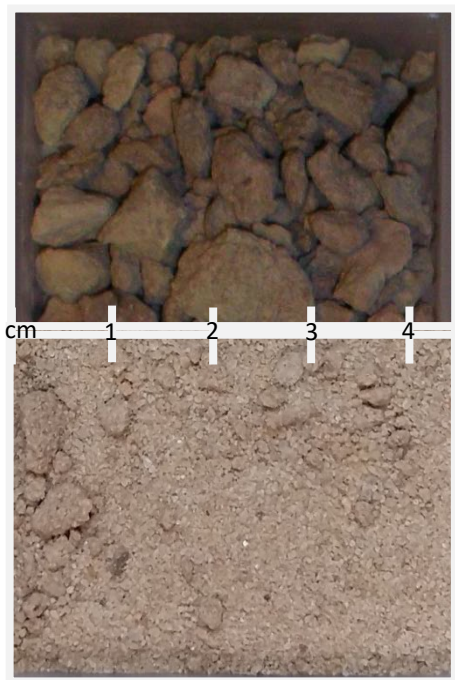


Figura 8.11 Arcillas gris verdosa clara (acuicludas) y arena fina muy bien seleccionada (SAC B).

desciende por debajo de la superficie piezométrica del acuífero, en las proximidades de la laguna Mar Chiquita y en un pequeño sector al Este del Fortín donde la cota topográfica llega a 101 msnm. La altura de surgencia es del orden de 1 a 3 metros m (figura 8.12). También se destaca que en la Pampa Loésica Oriental, el nivel piezométrico de este sistema queda por debajo del nivel freático, debido al resalto topográfico generado por la falla Tostado-Selva que levanta la Pampa Loésica Oriental. El espesor promedio de este sistema es de 15 m, pudiendo llegar a sumar 40 m en aquellos sectores donde las capas de arcilla gris verdosa clara son escasas. Los caudales de explotación varían entre 2 y 15 m³/h, dependiendo del

sistema de bombeo. Los caudales de surgencia medidos en campo son en general bajos, ente 0.5 y 2 m³/h.

El “SAC C” está compuesto por arenas finas y arenas arcillosas de origen marino de muy poco espesor y bajos valores de conductividad hidráulica (figura 8.13), el grado de confinamiento es similar al SAC B, pero se encuentra muy poco explotado por su muy baja calidad química. Se trata de delgadas capas de arena en la típica (Fm Paraná), fundamentalmente formada por arcillas verdes.

El “SAC D” está compuesto por la Formación Chaco del Eoceno-Mioceno inferior, con finas capas de areniscas con intercalaciones arcilíticas de color pardo rojizo y yeso cristalino, que en algunas perforaciones es confundido por arenas debido al comportamiento del equipo de perforación cuando rota estos sedimentos, acumulados en una extensa llanura aluvial. El grado de confinamiento



Figura 8.12 Perforación surgente del SAC B, En puente RP17 y Río Xanaes

de este sistema es muy alto, presentado surgencia sobre el terreno del orden de los 25 m, se encuentra explotado solo en un sector al norte de la localidad de Arroyito (figura 8.14).

A modo de resumen se presentan los valores característicos de cada sistema acuífero confinados en la tabla 8.5.

El acuífero libre, cuyo espesor es variable pero puede extenderse hasta aproximadamente los 100 m, se aloja en los sedimentos Cuaternarios eólicos y fluviales de origen continental, y está compuesto tanto de arenas, gravas y conglomerados de origen fluvial, como de limo y limo arenoso de origen eólico, parcialmente cementados por CaCO_3 , dependiendo de la influencia de la paleoactividad fluvial de los principales ríos y arroyos, especialmente de los Ríos Suquia y Xanaes, es decir aquellos depositados en los periodos interglaciales. Los materiales más gruesos presentan mayor conductividad hidráulica (K de 5 a más de 50 m/d) y transmisividad (de 100 a 500 m^2/d). En estos materiales los caudales de las perforaciones son altos, llegando a alcanzar, en algunos casos, los 350 m^3/h , Los caudales específicos se encuentran en el orden de 2-60 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$ debido a la diversidad de litofacies presentes y consecuentemente a los cambios granulométricos de estos depósitos fluviales, lo que provoca una anisotropía que condiciona el diseño de los pozos y, por lo tanto, su rendimiento.

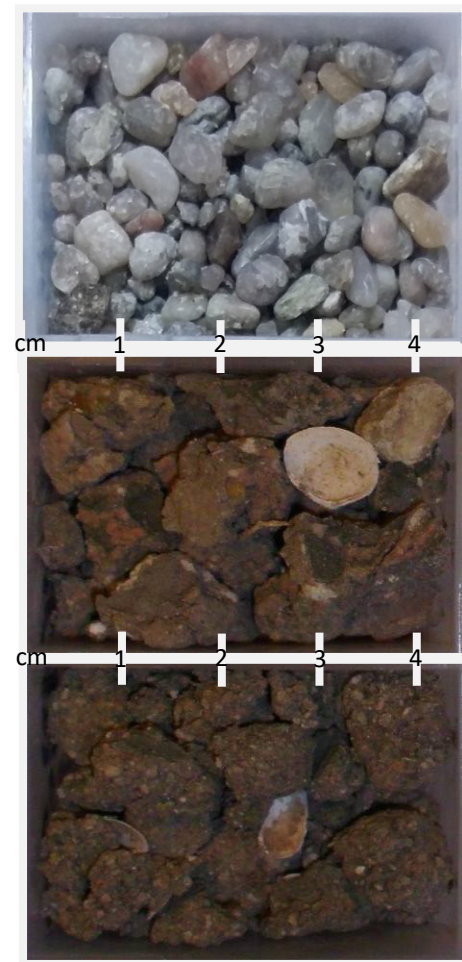


Figura 8.13 De arriba hacia abajo: Gravas redondeadas (acuífero); Arcillas verde oscuro con conchillas (acuicludas) y arena fina arcillosa (SAC C).

Tabla 8.1 Resumen de valores de parámetros característicos de los sistemas acuíferos confinados

Sistema Acuífero Confinado	Profundidad de Yacencia (m)	Espesor Promedio (m)	Nivel Piezométrico (m)	Conductividad Hidráulica (m/día)	Caudales específicos ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$)	Transmisibilidad Hidráulica ($\text{m}^2/\text{día}$)
SAC A	100 - 280	35	-5 - (-45)	5 - 20	3 - 10	83 - 277
SAC B	65 - 150	15	+5 - (-20)	3 - 10	1 - 5	27 - 138
SAC C	150 - 200	5	-5 - (-20)	5	0,5 - 0,7	19
SAC D	280 - 400	5	+25 - (-5)	5	0,5 - 1	10

El resto de los materiales, eólicos y aluviales finos, de sistemas fluviales que no dejaron de funcionar aun en épocas muy secas y frías, aloja un acuífero libre de características más pobres, con conductividades hidráulicas (K) entre 10^{-3} a 1 m/d (localmente hasta 5 m/d). Los valores más bajos suelen compensarse con potencias muy importantes de materiales a veces de varias decenas de metros, lo que genera importantes transmisividades. Los caudales de las perforaciones son variables (5-50 m^3/h), y los caudales específicos oscilan entre 0,3 y 7 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$, ambos dependen no sólo de variaciones granulométricas en el acuífero sino también del dispar diseño de las obras (figura 8.15).



Figura 8.14 Perforaciones surgentes del SAC D, con caudales de surgencia que varían desde 1 hasta 25 m³/h. Ubicadas entre las localidades de la Tordilla, Colonia de las Pichanas y Tio Pujio, Realizadas por la empresa perforadora Renz. Quien ha facilitado datos.



Figura 8.15 Mediciones de niveles estáticos y toma de muestra en pozos y perforaciones que explotan el acuífero libre en el área de estudio.

El acuífero semiconfinado se encuentra exclusivamente en el sector occidental del área de estudio. Desde los 100 m hasta los 150 m de profundidad se encuentran capas acuíferas, gravas y arenas gruesas de origen fluvial, con características de semiconfinamiento debido a la presencia de capas limo arcillosas (Acuitardas) en la parte superior que actúan como techo, este acuífero se desarrolla en la parte inferior de la fm. Pampeano y la parte superior de la fm. Santiago Temple. El grado de confinamiento es muy bajo, observándose variaciones del nivel estático menores al metro con respecto al acuífero libre. Posee un espesor medio de 10 m, con valores de K ente 10 y 15 m/día y



Figura 8.16 Mediciones de niveles estáticos y toma de muestra en pozos y perforaciones que explotan el SAC A para abastecimiento público de agua potable.

caudales específicos que varían entre 5 y 10 m³/h/m. En esta zona se emplazan la mayoría de los pozos de riego con pivot central y de avance frontal, los cuales ponen en producción tanto el acuífero semiconfinado como el libre, y en algunos casos también el confinado SAC A, con el objetivo de lograr los caudales necesarios para esta actividad, los cuales están en el orden de los 300 m³/h. También se destacan las perforaciones para consumo humano de todas las localidades de la zona occidental del área de estudio (figura 8.16), las cuales se caracterizan por poner en producción solo el acuífero semiconfinado o el confinado, debido al condicionante de calidad que presenta el acuífero libre, las cuales serán descritas en el capítulo de hidroquímica.

Es para destacar que existe una zona de transición en el sector central del área de estudio (figura 8.5), donde se encuentran verticalmente los tres sistemas confinados en una franja de orientación Norte – Sur. Por este motivo se ha realizado la columna litoestratigráfica tipo “2” para este sector “Abanicos Aluviales Medios” y las otras tres al Este y al Oeste “Pampa Loéssica Oriental, Depresión de Tortugas” y “Planicie Loéssica Inclinada” respectivamente, donde se encuentran las características típicas de cada sistema.

CAPÍTULO 9 HIDRODINÁMICA SUBTERRÁNEA

Para evaluar el comportamiento de los acuíferos, se han adquirido 200 datos donde se ha logrado la medición de profundidad de nivel estático, de los cuales 115 corresponden al acuífero libre, 31 datos del Sistema Acuífero Confinado "B" (SCA B), 4 del SAC C, 41 datos SAC A y 9 datos del SAC D.

9.1 Acuífero Libre

Con los datos del censo se realizaron los mapas de isoprofundidad y de curvas isofreáticas (figura 9.1), el cual muestra líneas de flujo regional de agua subterránea con dirección WSW-ENE, indicando que la zona principal de recarga se encontraría próxima a las sierras y como zona de descarga regional del sistema, la laguna Mar Chiquita

En la zona de los abanicos aluviales medios y terminales, se observa una divergencia general de filetes de flujo con direcciones hacia el NNE en el flanco norte del abanico y hacia el ESE en el flanco sur. Los gradientes hidráulicos se mantienen relativamente constantes desde la localidad de Río Segundo hasta Arroyito, con valores promedio de 0,36%, disminuyendo rápidamente a valores de 0,11% hasta la localidad de La Francia. La relación hidráulica entre agua superficial y subterránea en esta zona ha resultado difícil de observar debido a la escala regional del trabajo, igualmente se puede decir que en general es de carácter indiferente con leves indicios de influencia de los Ríos Suquia y Xanaes en pequeños tramos de ambos cursos. El tramo final del río Suquia entre las localidades de Río primero y La Puerta, muestra una tendencia a la divergencia de las líneas de flujo, lo que indica aporte del curso de agua al acuífero.

El sector Nor-Occidental del área de estudio, que corresponde a la zona geomorfológica Planicie Loéssica Inclinada, se destaca por presentar líneas de flujo con dirección hacia el Este y un gradiente hidráulico relativamente alto, con valores que van desde 0,78% a 0,66% al Este.

En la depresión Tortugas-San Antonio se observan líneas de flujo de agua subterránea con dirección predominante hacia el Norte en su parte central, recibiendo el flujo subterráneo de los abanicos aluviales terminales desde el Oeste y de la llanura loéssica oriental desde el Este. Los gradientes hidráulicos para esta zona son extremadamente bajos, con valores promedios de 0,03%. En esta zona se puede apreciar que el acuífero es marcadamente efluente, sosteniendo el caudal de cursos de agua como la cañada de Jeanmaire y numerosos canales de desagües de carácter permanentes (figura 9.2). En el sector sur se puede observar una divisoria de cuencas subterráneas con el sistema Río Tercero – Carcarañá, que pasaría entre las localidades de Alicia y Saturnino M. Laspiur.

MAPA DE LÍNEAS ISOFREÁTICAS Y DE ISOPROFUNDIDAD DEL NIVEL FREÁTICO 2013

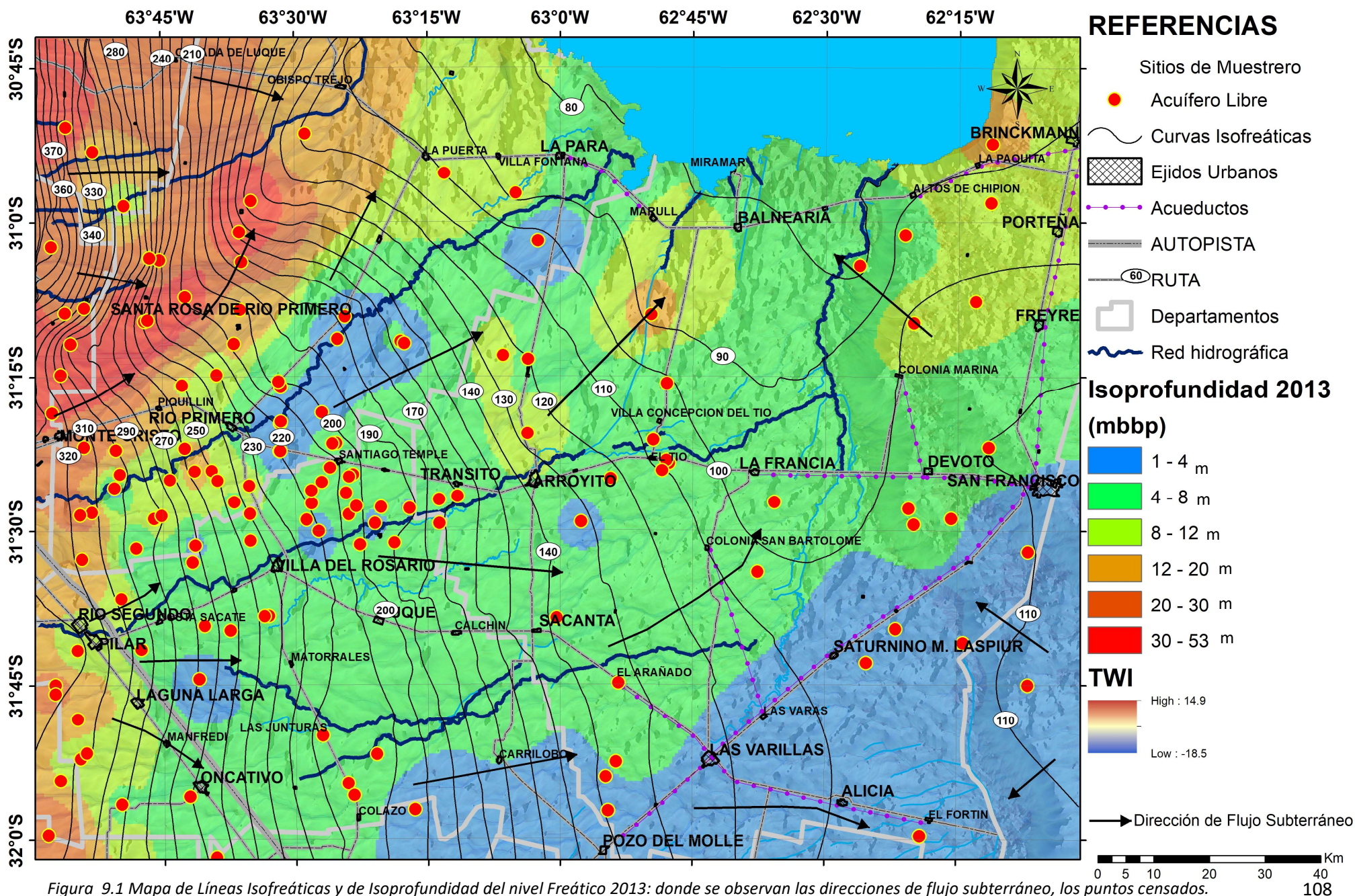


Figura 9.1 Mapa de Líneas Isofreáticas y de Isoprofundidad del nivel Freático 2013: donde se observan las direcciones de flujo subterráneo, los puntos censados.

El mapa de isoprofundidad muestra con colores las zonas con igual profundidad del nivel freático en metros bajo boca de pozo (mbbp), de esta manera los valores positivos corresponden a metros debajo del terreno.

Para la zona de los abanicos aluviales medios y terminales, zonas de poco espesor no saturado asociado a las fajas y paleo fajas fluviales de los Ríos Suquia y Xanaes, dejando los interfluvios eólicos con mayor espesor no saturado. Hacia el Norte, en la zona Planicie Loéssica Inclinada, se destaca un fuerte aumento de espesor no saturado, llegando a los máximos valores del área de estudio (53 m). En la parte central de esta zona se observa un sector con valores de 10 m de profundidad del nivel freático asociada al cauce del Río Jesús María, que en este tramo no conduce agua ya que se infiltra completamente al Oeste de la Ruta Nacional N° 9, fuera del área de estudio (figura 9.3). En el sector Sur-Este del área de estudio se observan valores muy bajos de espesor no saturados (1 – 3 m), coincidiendo con la zona geomorfológica de hoyadas de deflación inundadas (figura 9.4).

Con el objetivo de realizar una comparación de los niveles piezométricos del acuífero libre y del SAC B, con los niveles censados por el C.A.A.S 1973, se digitalizaron y georeferenciaron 4170 datos (figura 9.5). Con esta información se realizaron mapas de curvas isofreáticas e isoprofundidad para el año 1973 (figura 9.6).

El mapa de curvas isofreáticas reprocesado para esta tesis con los datos del censo hidrogeológico del año 1973, muestra líneas de flujo regional de agua subterránea con dirección WSW-ENE. En general se observan las mismas características que en el mapa de curvas isofreáticas para el 2013, destacándose la calidad del mapa producido con 3246 datos del acuífero libre, con lo cual se puede apreciar en general la misma configuración de isopiezas ya descritas para los valores de potenciales obtenidos en el presente, con similitud de gradientes y relaciones con los cuerpos de aguas. Sin embargo, gracias a la gran cantidad de datos se puede observar que hay tramos con clara influencia de los ríos Suquia y Xanaes para el año 1973.



Figura 9.2, Cañada de Jeanmaire (medición de parámetros de Campo.



Figura 9.3 Cauce seco del Río Jesús María a la entrada del área de estudio, con importante cantidad de arena gruesa en el lecho.



Figura 9.4 zonas inundadas próximas a la localidad de El Fortín.

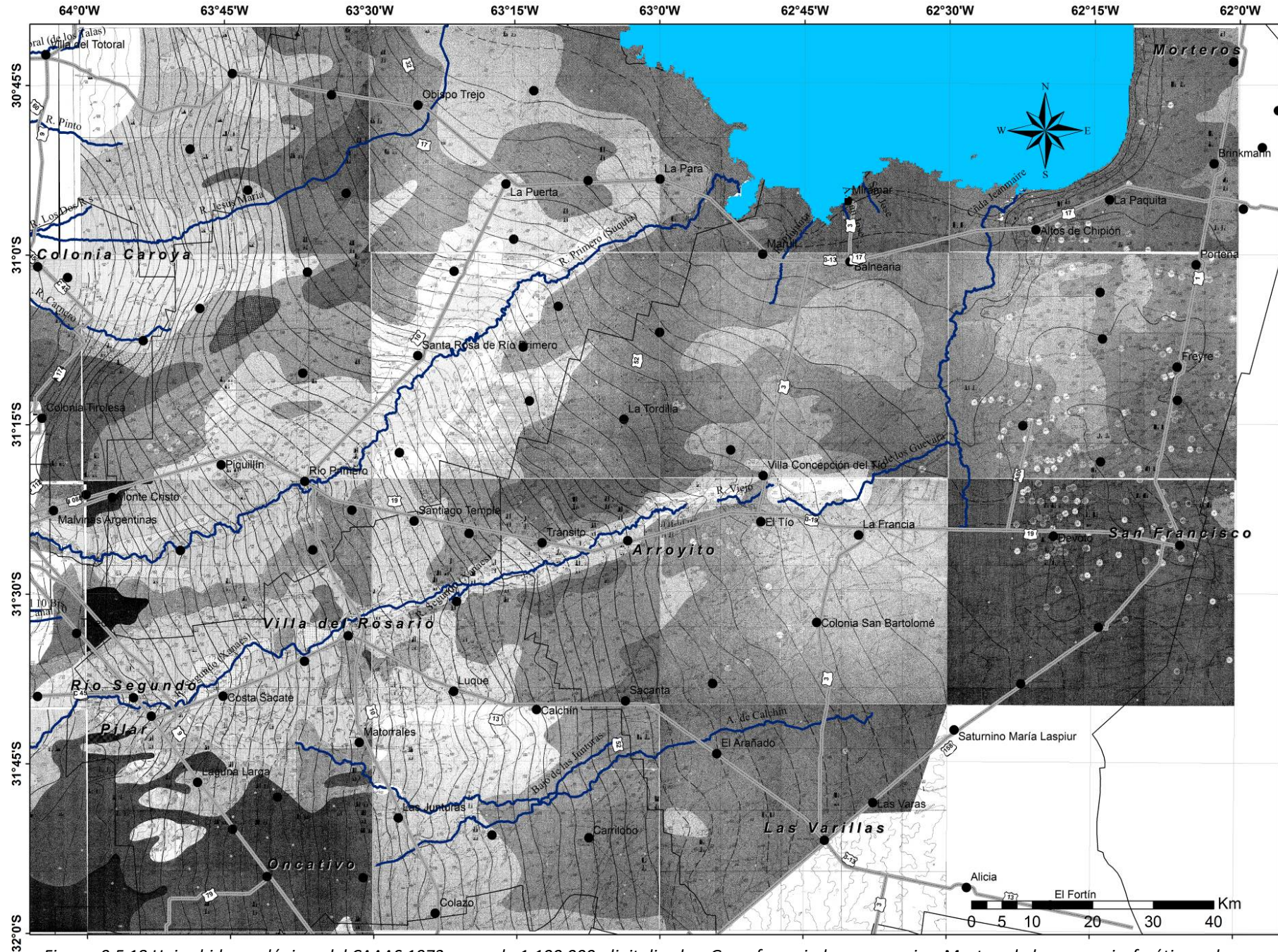


Figura 9.18 Hojas hidrogeológicas del CAAAS 1973, a escala 1:100.000, digitalizadas, Georeferenciadas en mosaico. Mostrando las curvas isofreáticas y la conductividad eléctrica. 110

MAPA DE CURVAS ISOFREÁTICAS 1973

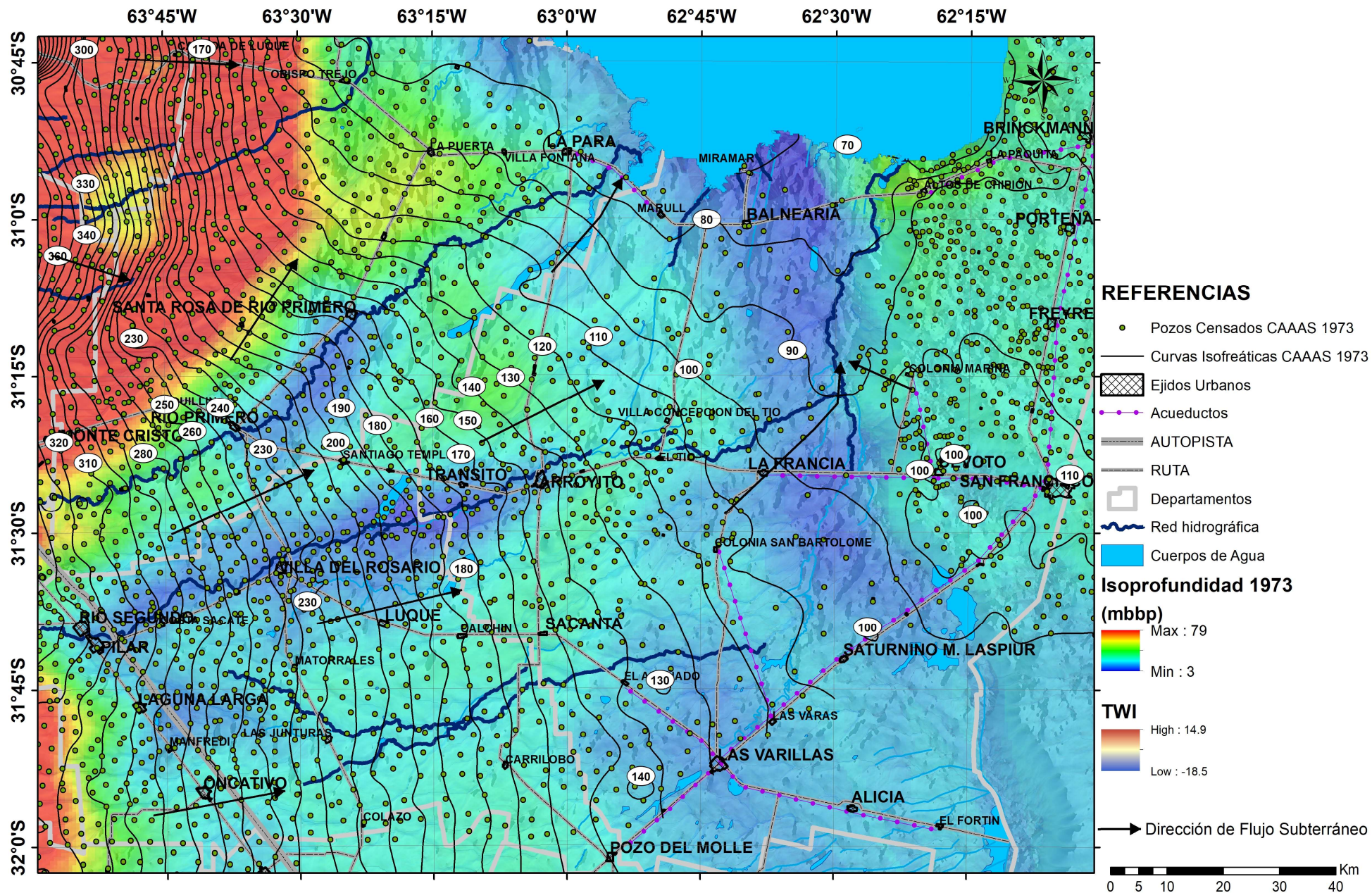
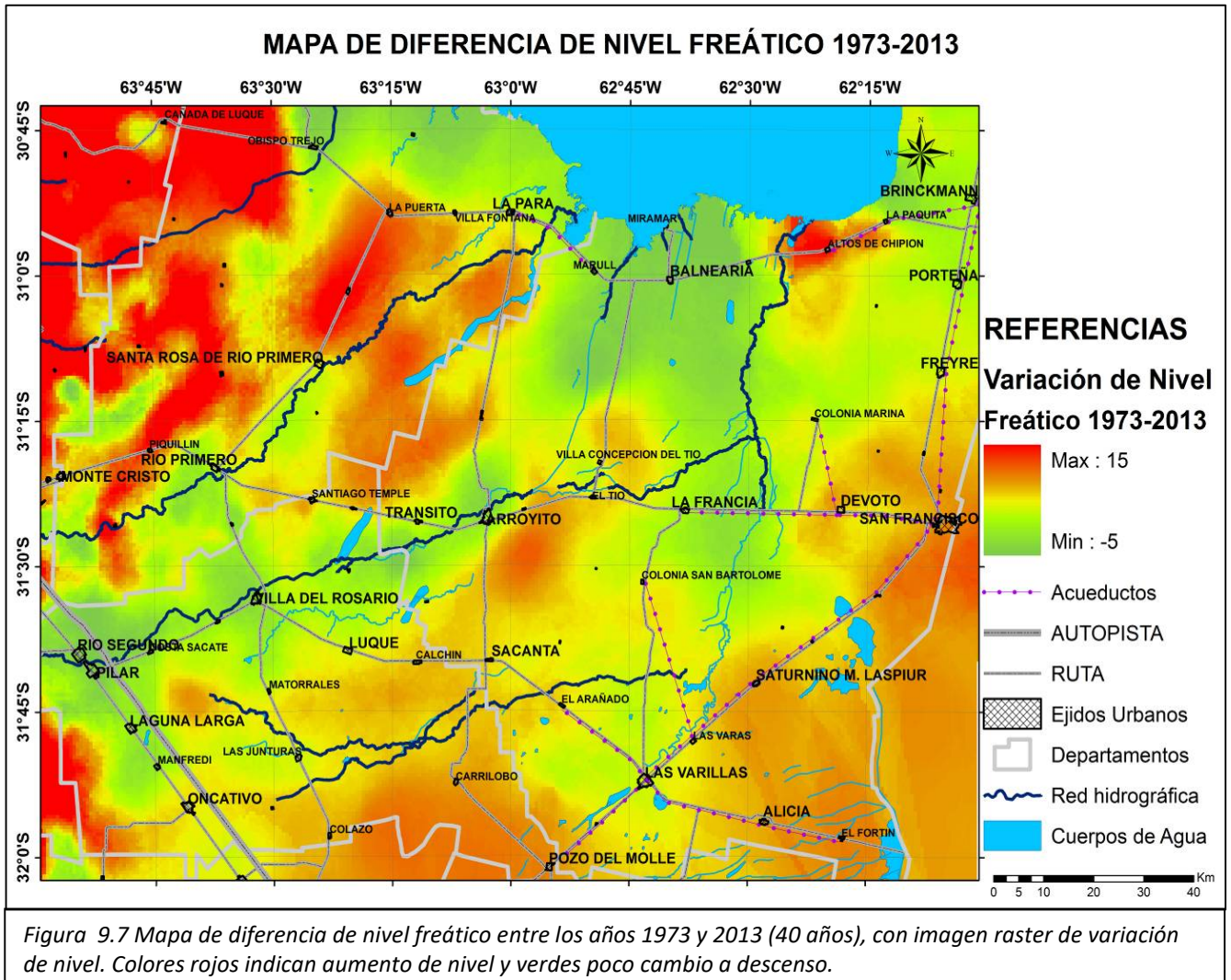


Figura 9.6 Mapa de Curvas Isofreáticas 1973 reprocesadas: donde se observan las direcciones de flujo subterráneo, imagen raster de Isoprofundidad y los puntos censados.

Para poder evaluar la variación de niveles, se realizó una operación de resta celda por celda entre imágenes raster georeferenciadas, generadas al utilizar los métodos de interpolación Kriging e inversa de la distancia ponderada, con los valores de profundidad del nivel freático para el año 1973 y 2013 respectivamente. De esta resta resultó otra imagen raster (figura 9.7) donde quedan representadas las diferencias de niveles. Observándose escasa variación asociada a las fajas y paleo fajas fluviales, incluyendo descensos de niveles del orden de 1 a 3 metros con respecto al año 1973.



Las variaciones más importantes se registran en la zona Planicie Loésica Inclinada, con aumentos de niveles de hasta 15 m. En los interfluvios de los ríos Suquia y Xanaes se registran aumentos de niveles entre 3 y 6 metros. Esto último concuerda con lo observado en el mapa de isofreáticas para el año 2013, donde la relación con el agua superficial es en general neutra y para el año 1973 los ríos Suquia y Xanaes poseen tramos más claramente influentes. Otro factor a tener en cuenta en esta comparación, es la evolución cronológica de las precipitaciones, descritas en el capítulo 5 de esta tesis. Allí se describe la curva cronológica de la estación Córdoba Observatorio. En la cual se observa un incremento de las precipitaciones medias anuales, desde 682 mm para el periodo 1934-1971, representativo del ambiente para el censo hidrogeológico del CAAAS 1973, hasta 818 mm para el periodo 1972-2011.

No se descarta que algunos descensos, si bien no muy pronunciados, a lo largo de la faja fluvial del río Xanaes estén más vinculados al uso. En general los mayores aumentos observados en la zona de estudio están más asociados a las áreas de recarga, siendo claro el aumento por ejemplo para el tramo final del río Suquia o Altos de Chipión.

9.2 Hidrodinámica de los Sistemas Acuíferos Confinados

Como primer punto a destacar es que el mapa se reduce a la zona en la que este acuífero fue alumbrado por lo que el límite oriental del mapa se corre a la longitud aproximada de la localidad de Arroyito. El mapa de curvas de isopiezas del SAC B (figura 9.8), muestra un flujo regional de agua subterránea con dirección E-NE, con un gradiente relativamente bajo de 0,11%, hasta llegar a la depresión de Tortugas-San Antonio, donde cambia hacia el Norte con un gradiente muy bajo del orden del 0,04%, en dirección hacia la Mar Chiquita, la cual funciona como descarga regional del sistema. Las líneas de flujo en la Llanura Loésica Oriental muestran dirección hacia el NW en la parte Norte, y en el sur, a la altura de Saturnino M. Laspiur toman hacia el SO.

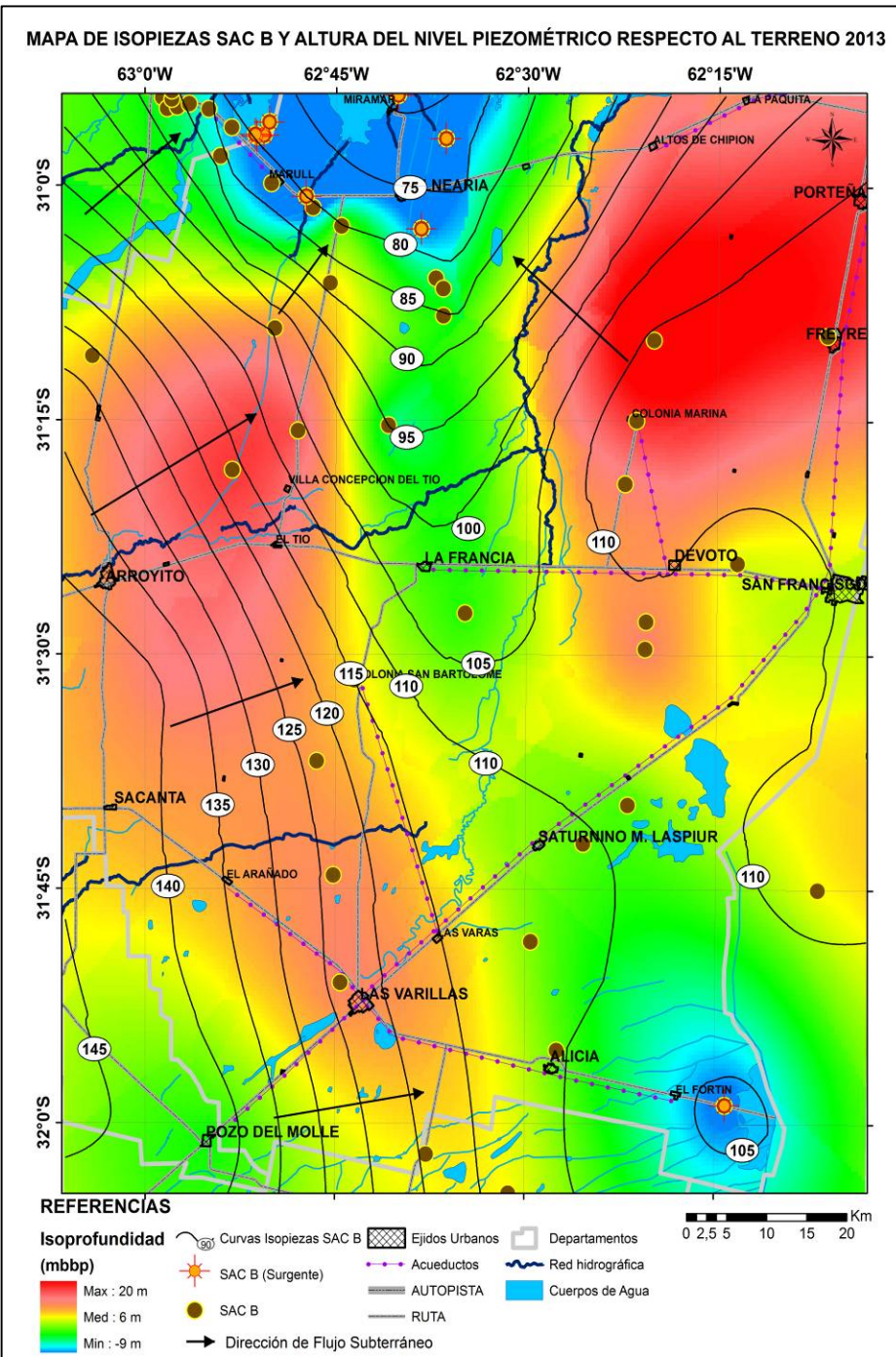


Figura 9.8 Mapa de curvas isopiezas SAC B y altura del nivel piezométrico respecto al terreno 2013. En Azul las zonas con surgencia.

En el mapa de isoprofundidad se destacan de color azul y celeste dos zonas en donde este sistema presenta surgencia, una muy pequeña en el sector sur, en proximidades de la localidad del Fortín, con altura de 1,5 m sobre la superficie del terreno, y la más importante se ubica al norte, bordeando la margen sur de la laguna Mar Chiquita,

con alturas de surgencia entre 1 y 9 m. Cabe aclarar que en el mapa los valores de estas zonas quedan con signo (-).

A modo de comparación se presenta el mapa de curvas isopiezas e isoprofundidad del SAC B para el año 1973 (figura 9.9), reprocesado para esta tesis a partir de los 925 datos del CAAAS 1973. Es para destacar que en el mismo se puede observar en general las mismas características, pero aquí se puede observar claramente la divisoria de cuenca subterránea producida por la falla Tostado-Selva, rasgo hidráulico cuya

posibilidad de demarcación queda claramente vinculada a la mayor disponibilidad de datos para el anterior muestreo. Un aspecto importante a destacar es que cuando se comparan estos 2 mapas nuevamente vuelve a observarse que hay en general un aumento de niveles piezométricos. Así, por ejemplo asoman en el mapa de 2013 las curvas de 145 m al Oeste y de 110 m al Este, que no se observan para 1973. Por Marull en cercanías de Mar Chiquita, pasa en 2013 la curva de 80m, mientras que en 1973 lo hacia la de 75 m.

En general los valores de surgencia son mayores en 2013 (hasta 9 m), mientras que en 1973 los valores máximos de surgencia están en el orden de 3 m. Esto permite interpretar, a pesar del uso al que son sometido estos acuíferos y los descensos localizados en algunas explotaciones, que en general la recarga que procede de las capas

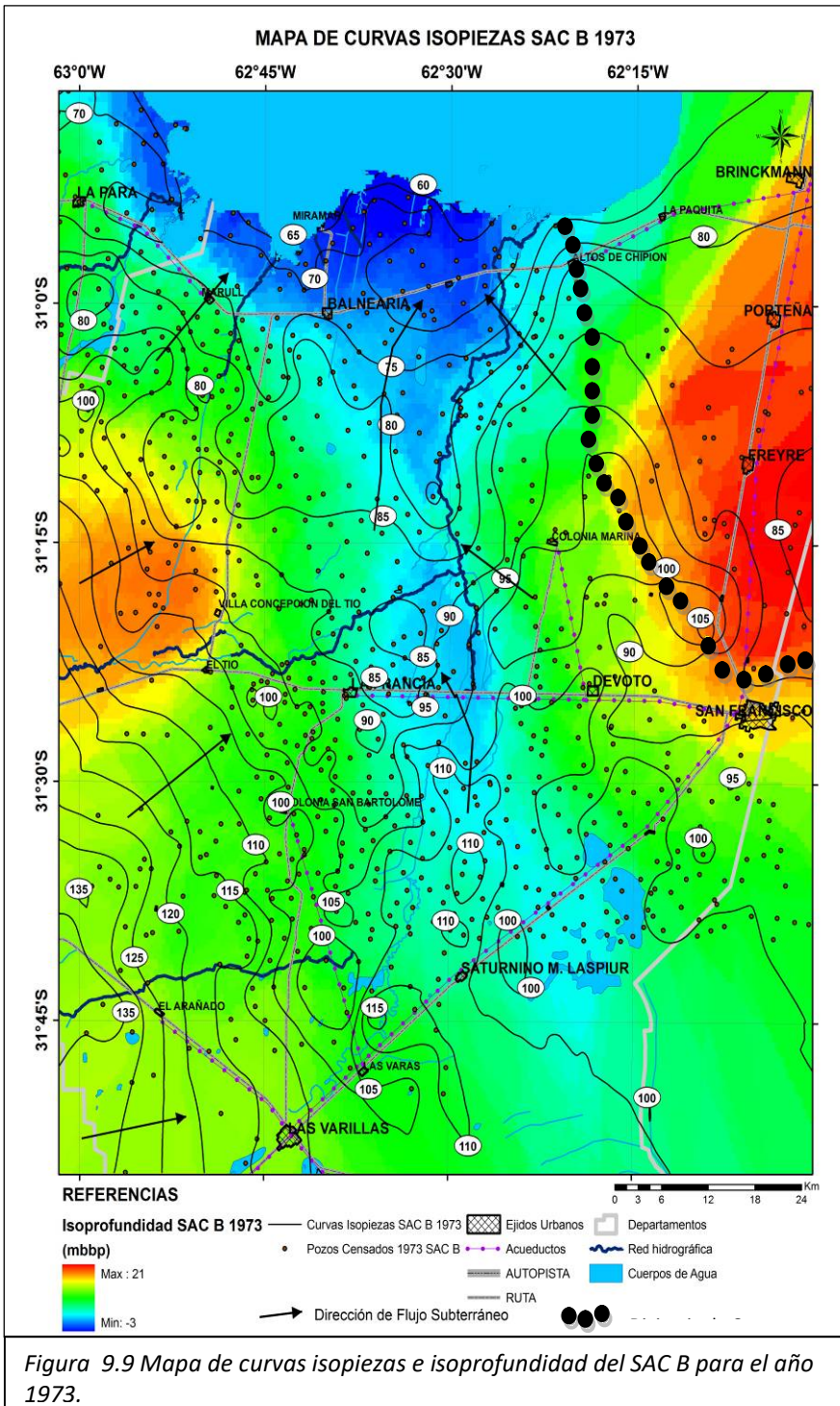


Figura 9.9 Mapa de curvas isopiezas e isoprofundidad del SAC B para el año 1973.

suprayacentes, vinculada al arco atmosférico, con más disponibilidad de agua en los últimos 40 años, ha recargado estos sistemas. Mas consideraciones de relaciones hidráulicas entre capas y recarga se harán en el capítulo de isotópicos.

El sistema acuífero confinado "A" (SAC A), es explotado principalmente por perforaciones para riego y abastecimiento público. Debido a que las perforaciones para riego utilizan todas las capas captadas, mezclando acuíferos, solo quedan disponibles para ser estudiadas las de abastecimiento público que captan solo el SAC A. De esta manera han quedado 48 datos disponibles para realizar la descripción del sistema, de los cuales 15 corresponden a datos adquiridos de registros gráficos de perforación (SSRH).

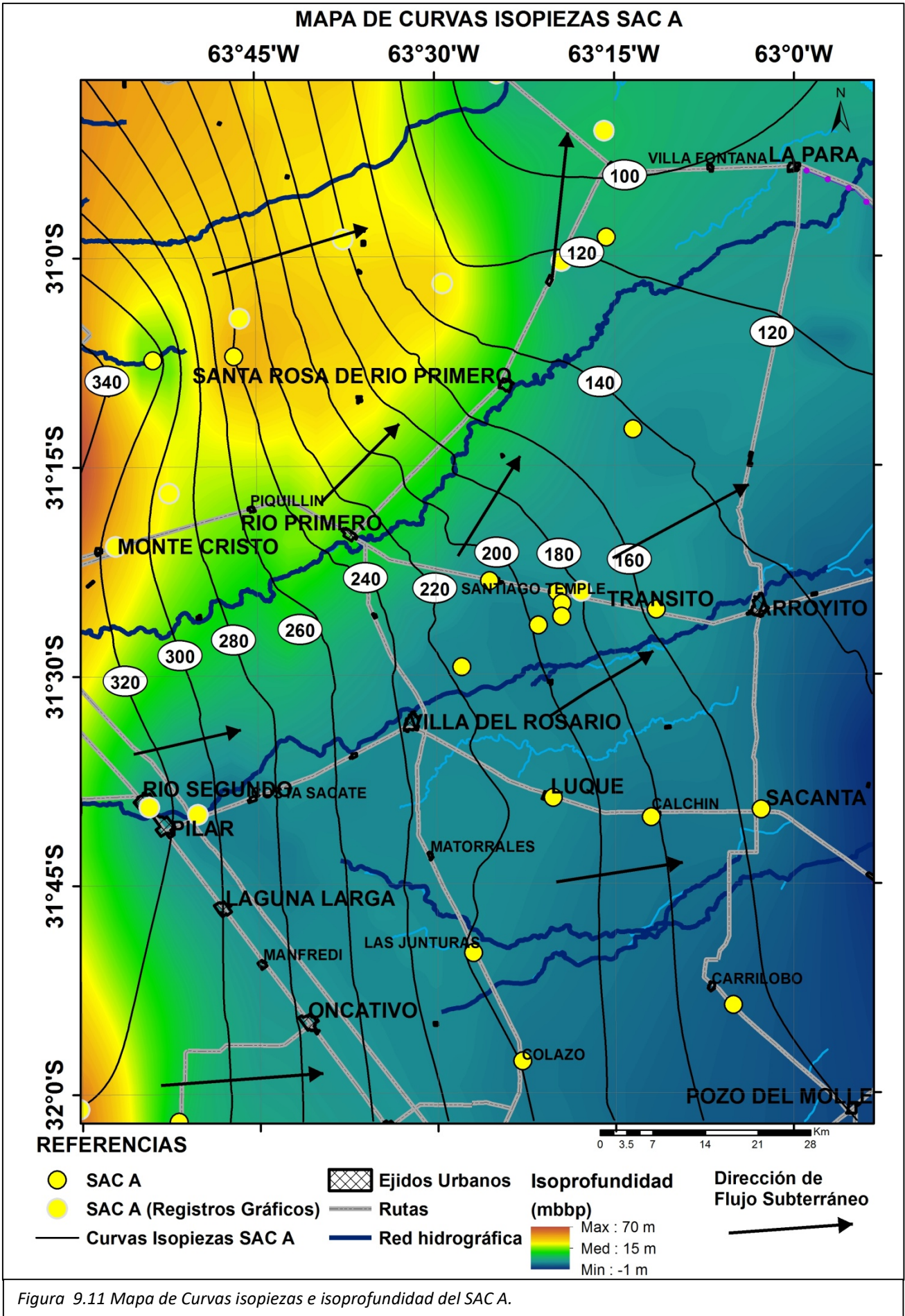
Por primera vez se construye un mapa para este acuífero. Se destaca que de nuevo ha variado la zona evaluada en el mapa ya que se construyó sólo para el área en que esta capa acuifera fue alumbrada, es decir sector occidental.

En el mapa de curvas isopiezas e isoprofundidad (figura 9.11), se observa que la dirección regional de flujo subterráneo es predominante hacia el Noreste, con un gradiente hidráulico ente 0,54 y 0,2% en el sector occidental del área de estudio, disminuyendo rápidamente luego de pasar la isopieza de 140, donde el gradiente varía entre 0,1 y 0,06%. En la zona geomorfológica Planicie Loéssica Inclinada se encuentran las mayores profundidades del nivel, que en el mapa quedan representados con colores rojos (pozos semisurgentes).

Al Norte de la localidad de Arroyito se encuentran perforaciones con niveles piezométricos por encima de la superficie topográfica, es decir pozos surgentes, esta zona se extiende hacia el sur hasta la localidad de El Arañado (al Este de Sacanta). Las alturas de surgencia varían según la profundidad de la capa captada, pudiendo identificar al menos dos, una capa acuifera surgente ente 260 y 310 m con alturas de surgencia entre 3 y 13 metros, y la otra entre 310 y 360 m con mayores alturas (18-25 m). Estas profundidades de captación nos indican que la formación explotada es el Gr. Chacho, ósea corresponden al SAC D. De los datos analizados, 6 corresponden a perforaciones surgentes relevadas en una evaluación hidrogeológica para la provisión de agua potable a la localidad de Colonia Las Pichanas (inédito, Hidromediterránea S.R.L, 2005), de las cuales 3 fueron muestreadas para esta tesis. Estas perforaciones surgentes fueron realizadas en su totalidad por la empresa "Renz" (figura 9.10), quien aportó datos litológicos, caudales y niveles de 8 perforaciones en la zona



Figura 9.10 Perforación surgente de la zona norte de la localidad La Tordilla. SAC D



9.3 Cálculo de Infiltración efectiva

Para estimar la recarga que llega al acuífero a partir de las precipitaciones se utilizó el método de fluctuaciones de nivel freático (Scanlon et al. 2002, Healy y Cook 2002). Se realiza a través de la medición de la fluctuación de niveles en piezómetros o pozos de observación y de la interpretación de los hidrogramas de niveles freáticos durante los eventos de infiltración.

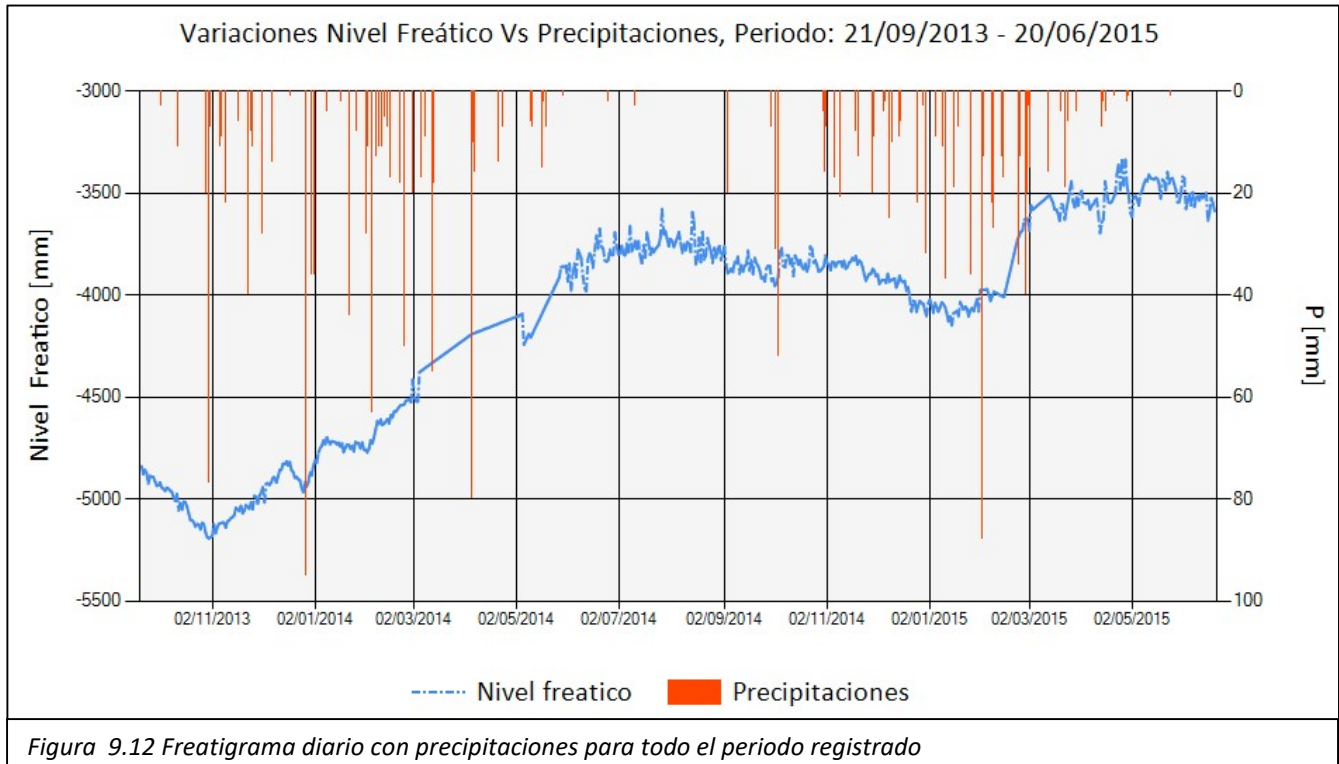


Figura 9.12 Freatigrama diario con precipitaciones para todo el periodo registrado

En la figura 9.12 se expone el registro de niveles freáticos diarios obtenidos con freatígrafo instalado por el grupo de Hidrogeología de la UNC (Figura 9.13) en el predio del INTA Manfredi (Córdoba).

Como puede notarse, el registro disponible es corto (1 año y medio) que además cuenta con algunos vacíos de datos por problemas de energía en el instrumental o imposibilidad de viaje para levantar los datos. Sin embargo se rellenaron los datos estadísticamente para el área sin registro,



Figura 9.13 Izquierda: Construcción de casilla e Instalación de freatígrafo. Derecha: Toma de muestra con bomba peristáltica y descarga de datos con corroboración de niveles

por lo que se introduce un error en el cálculo. Sin embargo la estimación de la recarga es útil y

orientativa, a precisar y ajustar cuando se disponga de más años de registro y más datos del subsuelo.

Para el gráfico con registros diarios (Figura 9.12) los ascensos de nivel se calcularon restando a los niveles del pico del hidrograma, el último nivel registrado previo al ascenso (Healy y Cook 2002). Finalmente, la recarga se calculó con un valor de almacenamiento S promedio de 7 % calculado para depósitos loésicos en ensayos de bombeo en la región (Blarasin 2003) o en materiales similares en la provincia de Buenos Aires (Varni, 2002)

En la Figura 9.14 puede observarse el resultado de la precipitación registrada en contraste con la marcha de la estimación de la recarga y descarga del acuífero, entre el 21 de Septiembre de 2013 y 20 de junio de 2015.

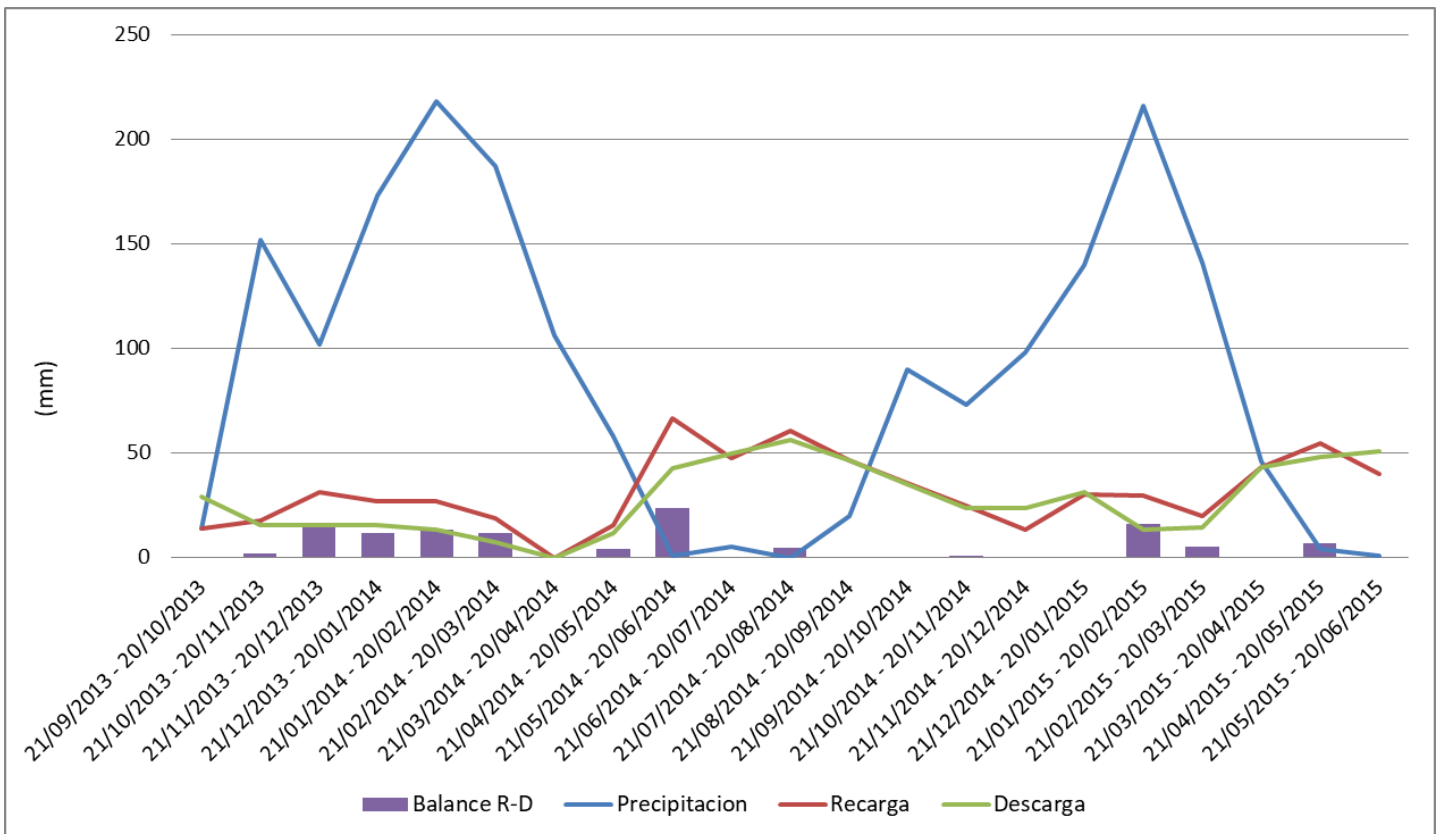


Figura 9.14 Balance de Recarga-Descarga con la Precipitación.

Lo primero que puede destacarse es la tendencia ascendente dominante del periodo de registro, tanto en el freaticograma como en la Tabla 9.1, se observa que el balance final del periodo fue **positivo** entre recarga y descarga del acuífero habiendo subido el nivel freático desde los 4,84 m de profundidad inicial hasta 3,58 m, es decir el nivel freático subió 1,25 m. Esta posición del nivel es coherente con el balance positivo entre recarga-descarga del acuífero que muestra el cálculo.

Los valores de recarga calculados por este método resultaron en un valor de recarga total de P ingresada del orden de 36 % de P , mientras que si se tienen en cuenta el balance entre lo recargado y lo descargado, la recarga neta ocurrida durante todo el periodo fue de 77 mm, que respecto a la P total del periodo es del 4,2 %.

Tabla 9.1 Tabla con datos del cálculo de recarga de todo el registro disponible

CALCULO DE RECARGA - DESCARGA y BALANCE, ZONA: MANFREDI					
PERIODO	LLUVIAS [mm]	RECARGA [mm]	DESCARGA [mm]	BALANCE [mm]	POROSIDAD
21/09/2013 - 20/10/2013	14	14	29	-15	0.07
21/10/2013 - 20/11/2013	152	18	16	2	0.07
21/11/2013 - 20/12/2013	102	31	16	16	0.07
21/12/2013 - 20/01/2014	173	27	15	12	0.07
21/01/2014 - 20/02/2014	218	27	14	13	0.07
21/02/2014 - 20/03/2014	187	19	7	12	0.07
21/03/2014 - 20/04/2014	106	0	0	0	0.07
21/04/2014 - 20/05/2014	58	16	12	4	0.07
21/05/2014 - 20/06/2014	1	66	43	24	0.07
21/06/2014 - 20/07/2014	5	48	50	-2	0.07
21/07/2014 - 20/08/2014	0	61	56	5	0.07
21/08/2014 - 20/09/2014	20	47	47	0	0.07
21/09/2014 - 20/10/2014	90	35	35	0	0.07
21/10/2014 - 20/11/2014	73	25	24	1	0.07
21/11/2014 - 20/12/2014	98	13	24	-10	0.07
21/12/2014 - 20/01/2015	140	30	31	-1	0.07
21/01/2015 - 20/02/2015	216	30	14	16	0.07
21/02/2015 - 20/03/2015	141	20	14	5	0.07
21/03/2015 - 20/04/2015	46	43	43	0	0.07
21/04/2015 - 20/05/2015	4	55	48	7	0.07
21/05/2015 - 20/06/2015	1	40	51	-11	0.07
Totales	1845	665	588	77	

Un aspecto muy relevante es el comportamiento del acuífero analizado en lo relacionado a la ocurrencia de la recarga en relación a la de las lluvias, observándose que la mayor recarga ocurre en otoño e instala un nivel alto que se mantiene en el invierno. Este aspecto está muy condicionado por el comportamiento de la evapotranspiración en este tipo de climas, en los que las alta ET real en verano y la más baja ETR en otoño e invierno, resulta en una posibilidad de llegada de agua en esos meses, especialmente en otoño.

Si se observa la *variación del nivel freático diario* respecto al precedente (Figura 9.15) y exceptuando del análisis los periodos sin registro, se destaca que las variaciones de ascensos y descensos son similares. Esto indicaría que el acuífero no tiene gran inercia para la descarga sino que posee similares posibilidades para la recarga y la descarga. A diferencia de lo que aquí ocurre, la inercia en la descarga es alta en otras zonas deprimidas de la llanura en las que el aumento en el almacenamiento de agua y consecuentes ascensos de nivel son más notorios aún (Ferreira y Rodriguez, 2005).

En figura 9.16 se muestra la variación mensual del nivel freático respecto del precedente, que es una síntesis del anterior y marca los meses en los que dominan los ascensos.

Como se observa en la figura 9.14 el gráfico de la evolución mensual de la recarga y descarga se acompañan y los picos de ambas no lo hacen con los de P, por el retraso mencionado.

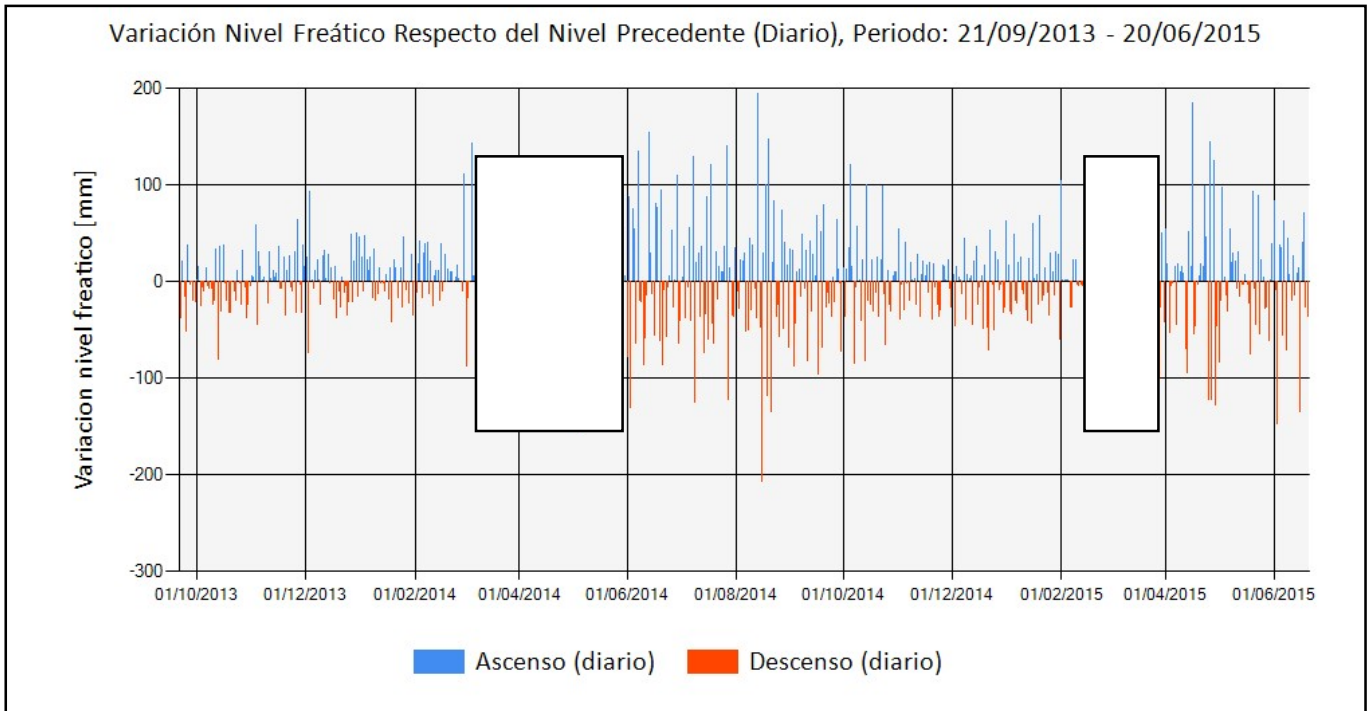


Figura 9.15 Variación del Nivel freático Respecto del Nivel Precedente (Diario). Recuadros en blanco período sin datos.

Si se observan los resultados de un año hidrológico, en este caso sep 2013- sep 2014 (tabla 9.2 y figura 9.17) se destaca nuevamente el desfase entre la recarga del acuífero y los mayores montos de precipitaciones. Si se considera la totalidad de recarga en el año elegido, un importante porcentaje de P ingresó al acuífero, es decir el 36 % (374 mm). Sin embargo si se toma el balance de agua R-D, que resultó positivo en 69 mm, un 7% de la P caída alimentó efectivamente al acuífero.

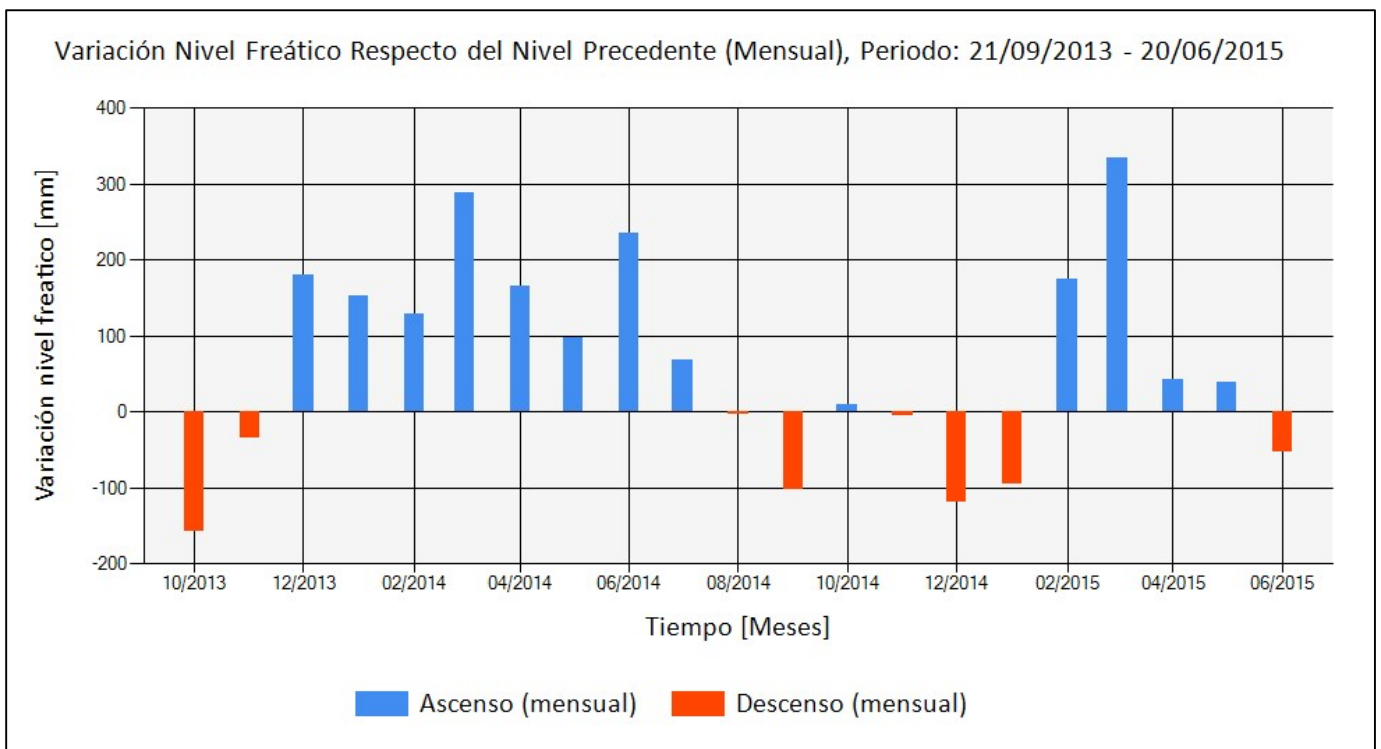


Figura 9.16 Variación mensual del nivel freático respecto del precedente marcando los meses en que dominan los ascensos.

Tabla 9.2 Tabla con datos del cálculo de recarga de un año hidrológico

AÑO HIDROLÓGICO (sep 2013-sep2014)					
CALCULO DE RECARGA - DESCARGA y BALANCE, ZONA: MANFREDI					
PERIODO	LLUVIAS [mm]	RECARGA [mm]	DESCARGA [mm]	BALANCE [mm]	POROSIDAD
21/09/2013 - 20/10/2013	14	14	29	-15	0.07
21/10/2013 - 20/11/2013	152	18	16	2	0.07
21/11/2013 - 20/12/2013	102	31	16	16	0.07
21/12/2013 - 20/01/2014	173	27	15	12	0.07
21/01/2014 - 20/02/2014	218	27	14	13	0.07
21/02/2014 - 20/03/2014	187	19	7	12	0.07
21/03/2014 - 20/04/2014	106	0	0	0	0.07
21/04/2014 - 20/05/2014	58	16	12	4	0.07
21/05/2014 - 20/06/2014	1	66	43	24	0.07
21/06/2014 - 20/07/2014	5	48	50	-2	0.07
21/07/2014 - 20/08/2014	0	61	56	5	0.07
21/08/2014 - 20/09/2014	20	47	47	0	0.07
Totales	1036	374	304	69	

Debe remarcarse la necesidad de hacer estimaciones más largas para comparar años secos y húmedos y fundamentalmente contar con periodos completos de datos y mayor información referida al coeficiente de almacenamiento del acuífero, por lo que estos resultados son solo orientativos.

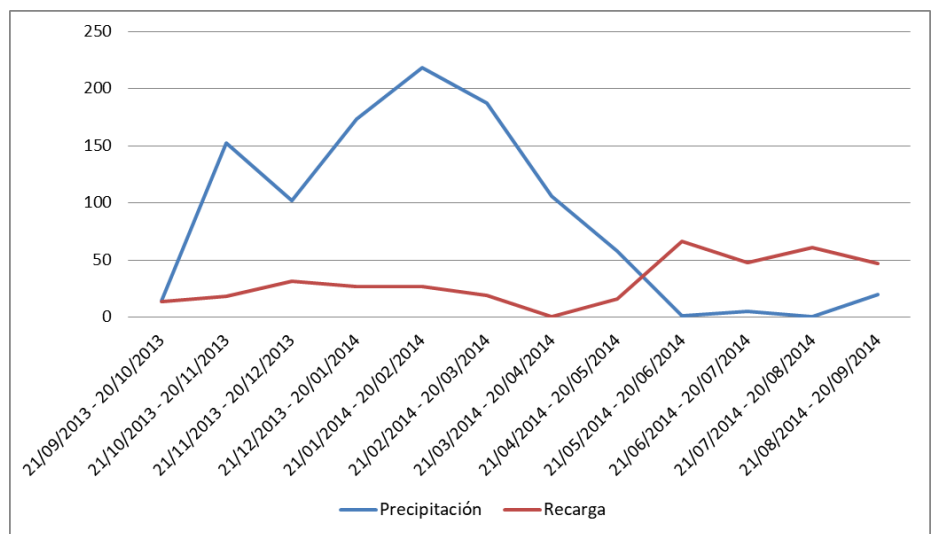


Figura 9.17 Precipitación vs recarga del acuífero para el año hidrológico

CAPÍTULO 10 HIDROGEOQUÍMICA

10.1 Hidroquímica Superficial

Los resultados de los análisis físico-químicos se pueden observar en la tabla 10.1 y en la figura 10.1 representadas con los diagramas de Stiff modificados sobre el mapa de la red hidrográfica, abarcando más allá del área de estudio, desde las cabeceras de cada cuenca hasta su desembocadura en la laguna Mar Chiquita (Figura 10.2). Como se observa en el mapa con diagramas de Stiff, se han tomado muestras en diferentes tramos de los cursos de agua principales, con el fin de poder determinar la evolución geoquímica de los mismos, en tanto que los cursos de agua menores, los cuales se infiltran poco antes de entrar en el área de estudio, solo se les ha tomado una muestra, con el objetivo de poder comparar las características químicas del agua antes de que se infiltren, con las

del acuífero ya que se convierten en recarga del mismo. En la figura 10.3, se puede observar el diagrama de Piper, donde se han clasificado las muestras de manera de definir las características de las muestras tomadas en las cabeceras de las cuencas principales Sierras Grandes, las cuencas menores Sierras Chicas, las muestras tomadas en los principales cursos de agua río Suquía y Xanaes, de las muestras de agua de la llanura y la Mar Chiquita como zonas de descarga final.



Figura 10.2 Izquierda foto de toma de muestra río San Antonio (cabecera de cuenca). Derecha río Xanaes próximo a su desembocadura en la Mar Chiquita

Como se observa en las figuras, la evolución hidroquímica muestra que el agua superficial aumenta su contenido iónico en el sentido de flujo y cambia el tipo geoquímico desde aguas bicarbonatadas cálcicas en las sierras, hacia aguas bicarbonatadas cálcicas – sódicas y sulfatadas cálcicas – sódicas en los tramos medios de los principales cursos de agua, hasta llegar a sulfatadas – cloruradas sódicas y cloruradas sódicas en la llanura y en los tramos finales de los cursos de agua, antes de desembocar en la Mar Chiquita, la cual presenta una salinidad muy alta del orden de 70 g/L y agua del tipo clorurada sódica.

En la cuenca del río Xanaes se puede observar muy poca evolución hidroquímica con aguas bicarbonatadas cálcicas y cálcico- sódicas desde las sierras hasta aproximadamente la localidad de Arroyito, donde el curso de agua es conducido por el canal Plujunta, mostrando un aumento significativo de la salinidad y con aguas del tipo sulfatadas sódicas.

En la cuenca del río Suquía se destaca un rápido aumento de la salinidad al Este de la ciudad de Córdoba, pasando de aguas con bajos contenido salino (<140 mg/L) y del tipo bicarbonatada cálcica desde las sierras hasta la ciudad de Córdoba, a aguas del tipo bicarbonatadas – cloruradas sódicas – cálcicas con mayor contenido salino (del orden de 800 mg/L). Luego evolucionan hacia aguas abajo a

Tabla 10.1 Resultados de los análisis físico-químicos de muestras superficiales.

Muestra	CE	pH	SDT	CO ₃	HCO ₃	SO ₄	Na	Cl	K	Ca	Mg	As	F	NO ₃	Observaciones
NW57	270	7.7	253.0	0.0	156.9	7.0	11.0	10.0	3.0	47.0	4.0	1	0.60	2	Río Pinto
MCA2	91800	7.9	64260	0.0	263	5313	29606	35714	219	588	627	150	0.46	440	Mar chiquita
RPA97	1042	7.7	729.4	0.0	335.0	102.5	119.3	88.6	8.9	83.2	18.0	4	0.36	0	Río Suquia en Capilla de los Remedios
RPA98	1029	7.5	720.0	0.0	280.0	162.0	113.2	82.9	8.6	84.0	21.0	3	0.38	0	Río Suquia y Ruta 19
RPA99	1334	7.3	933.8	0.0	295.0	278.6	196.2	128.6	9.1	76.0	18.5	20	0.50	0	Río Suquia y Ruta 17
RSA96	320	6.9	224.0	0.0	135.0	28.7	30.3	8.6	2.6	26.4	8.8	3	0.32	0	Río Suquia
RSA97	310	7.1	217.0	0.0	142.5	57.1	20.2	8.6	2.8	28.2	11.7	2	0.25	0	Río Xanaes y Ruta 10
RSA98	320	7.2	224.0	0.0	157.5	44.8	28.3	8.6	2.9	32.8	6.3	2	0.25	0	Río Xanaes y Autopista N9
Sc10	199	6.9	139.3	0.0	90.0	5.3	22.2	11.4	2.2	20.0	4.9	0	0.42	0	Río Suquia despues del dique San Roque
Sc11	191	7.1	133.7	0.0	95.0	11.0	17.2	5.7	2.2	20.0	3.4	0	0.48	0	Dique San Roque
Sc6	302	8.2	211.4	0.0	185.0	14.9	15.2	11.4	1.8	38.4	8.3	0	0.28	0	Río La Granja
Sc7	281	8.0	196.7	0.0	177.5	11.4	15.2	2.9	2.2	36.8	9.8	0	0.25	0	Río Ascochinga
Sc8	418	8.3	292.6	0.0	247.5	20.8	20.2	5.7	2.1	56.8	6.8	0	0.34	10	Río Salsipuedes
Sc9	303	8.0	212.1	0.0	192.5	29.5	15.2	5.7	2.1	43.2	6.8	10	0.24	0	Arroyo los Hornillos La Quebrada
Scb5	434	7.3	303.8	0.0	280.0	33.4	19.2	8.6	2.6	60.8	7.8	0	0.14	3	Vertiente Digue la Quebrada
SCH A1	305	8.0	297.0	0.0	205.0	7.0	16.0	6.0	4.0	49.6	5.4	3	0.40	1	Arroyo Santa Lucía
Sg1	122	7.3	85.4	0.0	57.5	6.8	8.9	5.7	0.9	12.0	2.4	0	0.50	1	Río Cuesta Blanca
Sg2	163	7.8	114.1	0.0	87.5	11.2	11.1	11.4	0.9	14.4	2.9	0	0.50	0	Río La Suela
Sg3	79	7.7	55.3	0.0	40.0	4.3	7.7	8.6	0.7	6.4	2.9	0	0.44	0	Río San José
Sg4	153	7.7	107.1	0.0	85.0	12.0	10.1	8.6	1.6	16.0	4.4	0	0.28	0	Río San Pedro
Sg5	115	7.4	80.5	0.0	72.5	8.9	6.1	2.9	1.8	13.6	3.4	0	0.22	0	Dique Los Molinos
Sg6	242	8.4	169.4	1.2	136.3	15.3	14.2	8.6	1.8	28.0	9.3	0	0.50	0	Río Anisacate
Sta1	241	6.8	169.0	0.0	115.0	26.7	23.3	8.6	2.9	25.6	8.8	1	0.40	3	Río Xanaes
Rsa1	2480	8.7	1736.0	10.0	272.5	641.9	505.6	342.9	19.9	97.6	14.1	40	0.70	8	Arroyo Calchin
Sja3	21400	8.3	14979	26	414	5594	3528	5247	109	370	268	90	0.40	0	Canal de desague de Freática
Sja6	1979	8.3	1385.3	0.0	412.0	484.0	137.0	359.0	19.0	53.6	13.0	120	2.50	0	Canal de desague de Freática
Sja4	9030	7.8	6321	0	428	2768	821	1870	53	230	140	5	0.20	0	Canal desague de Freática
Rsa5	161	7.8	112.7	0.0	65.0	40.9	12.1	2.9	2.6	16.8	4.3	3	0.24	0	Río Xanaes en Rincon
Rpa5	1754	7.9	1228.0	0.0	335.0	577.8	271.0	117.1	12.7	174.4	2.4	20	0.38	0	Río Jesus Maria
Rpa11	1145	7.9	802.0	0.0	297.5	229.8	127.4	85.7	10.1	84.0	12.7	1	0.40	0	Río Suquia en Capilla de Remedios
NeA1	307	8.1	215.0	0.0	127.5	22.8	34.4	11.4	2.9	25.6	5.9	4	0.40	0	Río Xanaes en V. Concepcion del Tio
Nea2	92200	8.4	92299	13	269	13719	30819	40714	308	600	635	160	0.70	0	Laguna Mari Chiquita 24-5-13
HmeS	2380	8.1	2020.0	0.0	329.4	730.0	585.0	264.0	10.0	34.4	13.1	150	0.80	3.6	Río Pusjunta y Ruta 17 (24/9/04)
NeA40	17090	8.3	11774	0	585	3542	4417	3300	57	200	159	210	0.70	25	Canal JeanMarine
RSA99	1112	7.4	778.4	0.0	232.5	251.2	210.3	111.4	4.8	33.6	11.7	30	0.34	0	Río Xanaes y Ruta 17
SCA5	299	8.2	209.3	0.0	180.0	43.7	15.2	5.7	1.8	38.4	6.8	0	0.23	1	Río de Agua de Oro
R9N A1	624	7.6	436.8	0.0	292.0	63.0	64.7	11.4	4.5	76.0	11.2	4	0.34	0	Canal de riego Colonia Caroya
NCA 1	389	7.9	363.0	0.0	222.5	35.0	15.2	17.1	2.9	58.4	11.2	1	0.30	0	Arroyo Suryataco (Agua de Oro)

aguas sulfatadas sódicas con elevado contenido iónico antes de entrar en la Laguna del Plata conectada con la Mar Chiquita (>900 mg/L).

Las muestras de agua de las sierras muestran dos grupos claramente diferenciados, ya que las muestras de agua tomadas sobre las Sierras Chicas al Norte de la ciudad de Córdoba, corresponden al tipo netamente bicarbonatadas cálcicas con mayor contenido iónico que las muestras de agua tomadas sobre las cuencas que drenan las Sierras Grandes, las cuales se caracterizan por poseer menor contenido iónico y ser del tipo bicarbonatadas cálcicas y cálcicas - sódicas.

Las aguas analizadas de los cursos de aguas menores y canales de la llanura del sector oriental de área de estudio "Llanura", se caracterizan por poseer muy alto contenido salino (> 3 g/L) y ser del tipo cloruradas sódicas o sulfatadas cloruradas sódicas. En la figura 10.1, se las ha representado con los diagramas de Stiff modificado y con dos escalas diferentes (dado el alto contenido salino de las aguas sector oriental), con la finalidad de poder observar claramente las variaciones de los contenidos iónicos, tanto de las muestras de agua de las sierras como las de la llanura.

CUENCAS HIDROGRÁFICAS Y DIAGRAMAS DE STIFF

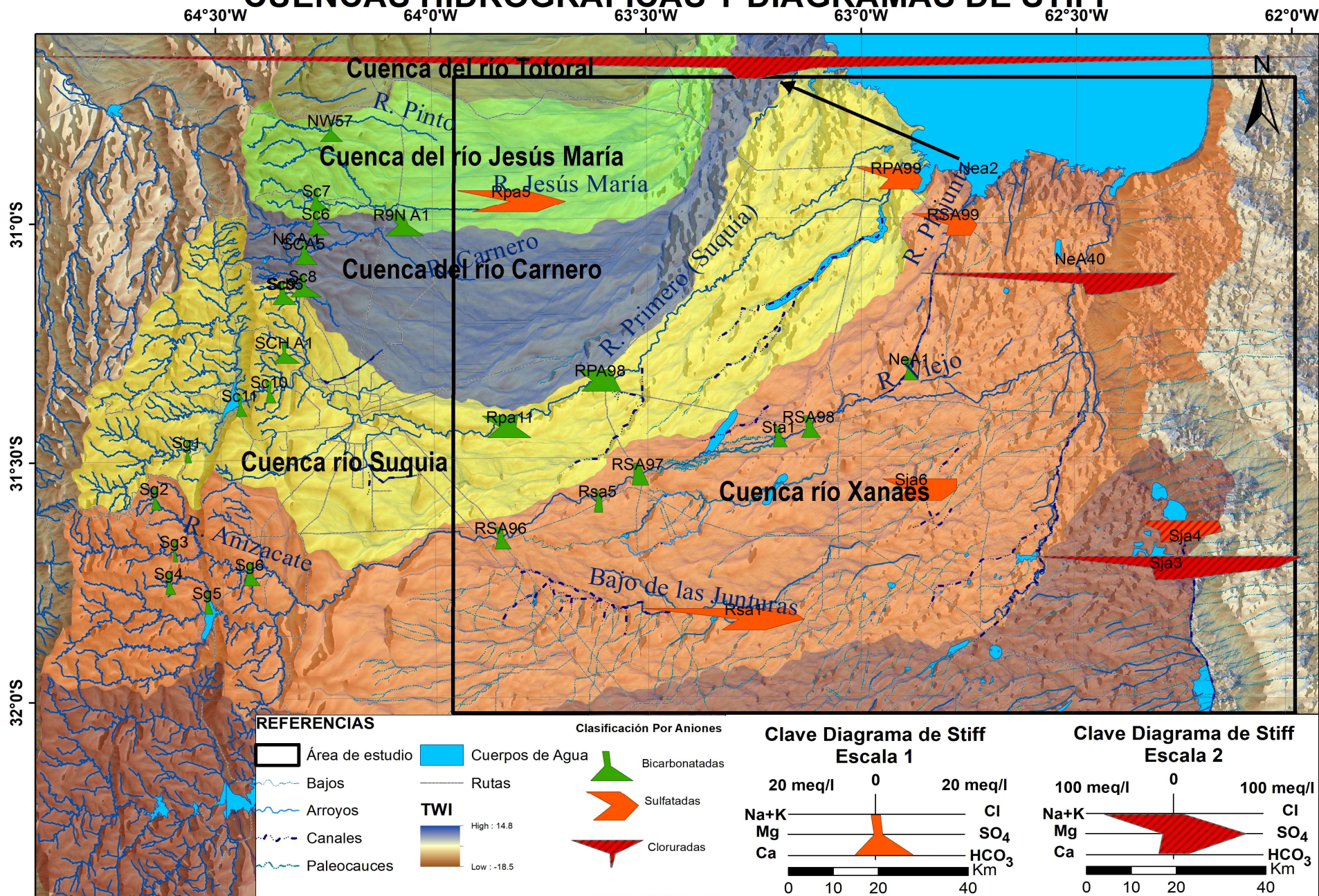


Figura 10.1 Mapa de Cuencas hidrográficas con diagramas de Stiff modificado. Con dos escalas y colores representando el tipo geoquímico.

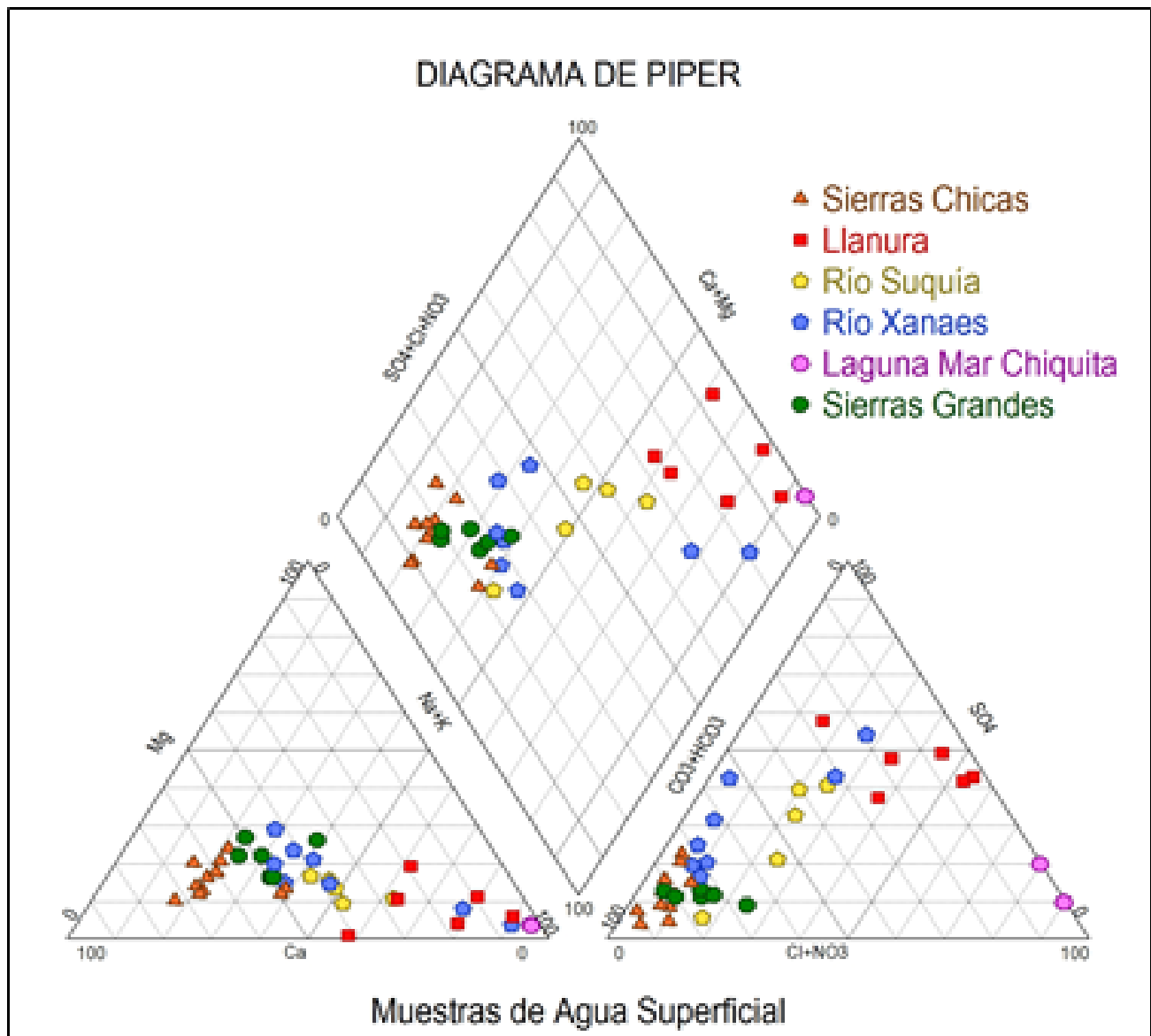


Figura 10.1 Diagrama de Piper de muestras de agua superficial

10.2 Hidroquímica del Acuífero freático

El estudio estadístico univariado de 119 datos de conductividad eléctrica determinó que presenta un mínimo de 345 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y un máximo de 14.180 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un desvío de 2.406, lo que indica que la misma presenta una gran variabilidad, desde aguas dulces hasta saladas. En la tabla 10.2, se presentan los estadísticos descriptivos de los datos hidroquímicos del acuífero freático con 92 análisis físico-químicos. En anexos se encuentra la tabla de datos hidroquímicos del acuífero freático.

El mapa de conductividad eléctrica (CE) (figura 10.4), muestra una estrecha relación con las unidades geomorfológicas identificadas, destacándose en el sector occidental del área de estudio, la zona de abanicos aluviales medios y terminales, con valores de CE bajos (entre 347 y 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), asociados a las fajas fluviales actuales de los Río Suquia y Xanaes, mostrando poco aumento de valores de CE en sentido de la dirección regional de flujo subterráneo, debido a que por un lado, son

Tabla 10.2 Estadísticos descriptivos de datos hidroquímicos del acuífero freático.

Variable	n	Media	D.E.	Var(n-1)	E.E.	CV	Mín	Máx	Mediana	Kurtosis
CE	119	2833,00	2406,00	6628645,36	268,42	86,92	345,00	14180,00	2345,00	5,14
Temp	74	21,69	1,46	2,12	0,17	6,72	16,90	25,00	21,75	1,10
Ph	86	7,68	0,38	0,14	0,04	4,90	6,80	8,60	7,70	0,01
SDT	92	2086,45	1796,55	3227595,41	187,30	86,11	273,00	9926,00	1641,50	5,18
CO₃	92	1,06	5,19	26,95	0,54	489,36	0,00	40,80	0,00	40,59
HCO₃	92	455,97	275,02	75634,72	28,67	60,32	105,00	1410,00	390,35	1,24
SO₄	92	788,16	787,21	619705,72	82,07	99,88	20,00	3340,00	588,99	1,92
NA	92	498,56	529,82	280707,02	55,24	106,27	23,30	3437,80	369,05	10,99
CL	92	388,09	559,34	312864,09	58,32	144,13	8,60	3195,00	157,15	7,99
K	92	24,60	30,45	927,45	3,18	123,77	5,70	196,00	16,50	20,57
CA	92	100,31	112,03	12549,94	11,68	111,68	7,00	686,67	61,05	9,12
MG	92	33,65	52,43	2749,11	5,47	155,81	0,50	400,00	17,33	27,71
AS	86	161,83	363,41	132067,37	39,19	224,57	1,00	2100,00	30,00	14,46
F	91	1,34	1,63	2,65	0,17	121,87	0,10	9,60	0,70	9,60
NO₃	89	45,64	87,43	7644,52	9,27	191,56	1,00	500,00	15,00	17,17

zonas con velocidades de circulación altas, dejando menos tiempo de contacto del agua con los sedimentos, limitando la disolución de sales. Esto está condicionado por las pendientes topográficas y porque los sedimentos que se encuentran en las fajas fluviales son de texturas gruesas, ofreciendo menor superficie de contacto agua-sedimento para que ocurran procesos de incorporación de iones al agua tales como hidrólisis, disolución de sales, desorción, redox, etc. Por otra parte, como se indicara en el capítulo de hidrodinámica, los tramos influentes de los ríos aportan agua dulce al acuífero.

La subunidad geomorfológica Llanura eólica bien drenada, se caracteriza por presentar valores relativamente altos de CE (entre 2.000 y 6.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), tanto al Norte como al Sur del abanico aluvial medio (Planicie Loéssica con drenaje subrectangular y Planicie Loéssica Inclinada), destacándose dos pequeños sectores con valores bajos de CE, uno al Norte, relacionado con la faja fluvial del Río Jesús María y a la posible recarga producida por el propio río que se infiltra y por los canales de riego de Colonia Caroya, y el otro sector al Sur, relacionado con la faja fluvial del Río Ctalamochita. En esta subunidad se aprecia claramente el efecto que ejercen las Sierras Chicas en el agua subterránea, tanto en la calidad como cantidad, distribuyendo el flujo de las cuencas altas en la zona de los abanicos aluviales.

En el sector oriental del área de estudio se encuentran los mayores valores de CE (entre 3.000 y 13.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$), como resultado de una evolución clásica en el sentido regional del flujo subterráneo (hacia el Este-Noreste), con valores muy bajos de velocidad de flujo, debido a que los materiales que forman el acuífero son muy finos y a que el gradiente hidráulico es muy bajo (0,03%) próximo a la zona de descarga regional del sistema (Llanura de inundación del Río Segundo Viejo y Laguna Mar Chiquita), destacándose al Sur, grandes superficies con el nivel freático a menos de 4 m de profundidad, quedando expuesto en los ámbitos donde se encuentra más cercano a superficie a evapotranspiración (zonas de hoyadas de deflación y Cañadas y hoyadas inundadas).

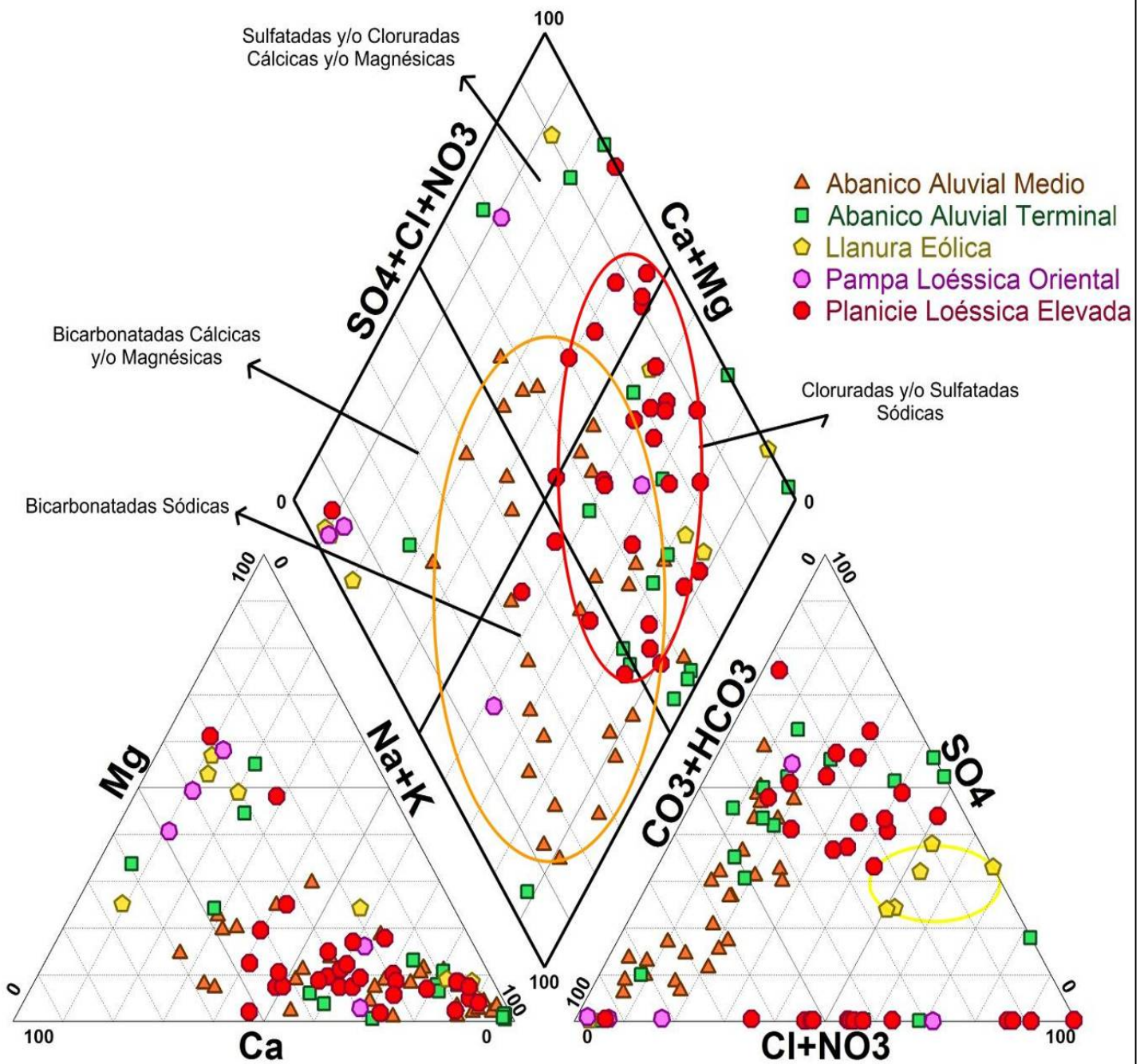
La Llanura Loésica Oriental, que descarga el agua subterránea sobre la depresión de Tortugas-San Antonio, con dirección de flujo subterráneo hacia el Noroeste, también presenta valores altos de CE (entre 4.000 y 8.800 $\mu\text{S}/\text{cm}$), observándose zonas con valores de hasta 2.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, ubicados en bajos topográficos rectilíneos, y debido a que el nivel freático se encuentra entre 6 y 12 m, se produce una recarga concentrada o focalizada, generando lentes alargados de agua dulce de poco espesor, yaciendo sobre el agua salada, fenómeno ya descrito por el CAAAS (1973).

10.2.1 Clasificación geoquímica de acuífero libre

La clasificación geoquímica del agua de las muestras analizadas se muestra en la figura 10.5, a través del gráfico de Piper Hill, en el cual se han agrupados las muestras en función de las zonas geomorfológicas. Se observa un cierto agrupamiento de las muestras, principalmente de las pertenecientes al abanico aluvial medio, que se ubican preferentemente en la zona de bicarbonatadas sódicas, o las de la Planicie Loésica Elevada que se agrupan principalmente en la zona de las cloruradas y/o sulfatadas sódicas, al igual que las de la zona Abanico Aluvial Terminal.

El gráfico de Piper Hill clasifica el agua teniendo en cuenta la relación de porcentajes de los iones, y de esta manera las muestras caen en campos nominados con más de un tipo geoquímico, para sortear este inconveniente se usó la clasificación de Custodio y para discriminar espacialmente se ha utilizado los diagramas de Stiff modificado y con colores la clasificación de custodio (figura 10.6). Esta clasificación también tiene en cuenta los iones dominantes, pero permite nominar mejor a las aguas de tipo mixtas, mencionando al grupo por el anión o catión que sobrepasa el 50 % de sus sumas respectivas y cuando no supera este porcentaje, se nombran los dos más abundantes. Aquí se diferencia claramente la composición geoquímica del agua asociada a las fajas fluviales como bicarbonatada sódica, incluso se puede apreciar una tendencia a evolucionar en el interfluvio de los Río Suquia y Xanaes hacia sulfatada sódica. En la Planicie Loésica Elevada son sulfatadas – sódicas cálcicas y en menor medida sulfatadas bicarbonatadas – sódicas. En la Llanura Eólica son principalmente cloruradas sulfatadas – sódicas y en la Planicie Loésica Oriental son sulfatadas cloruradas – sódicas.

DIAGRAMA DE PIPER ACUÍFERO LIBRE

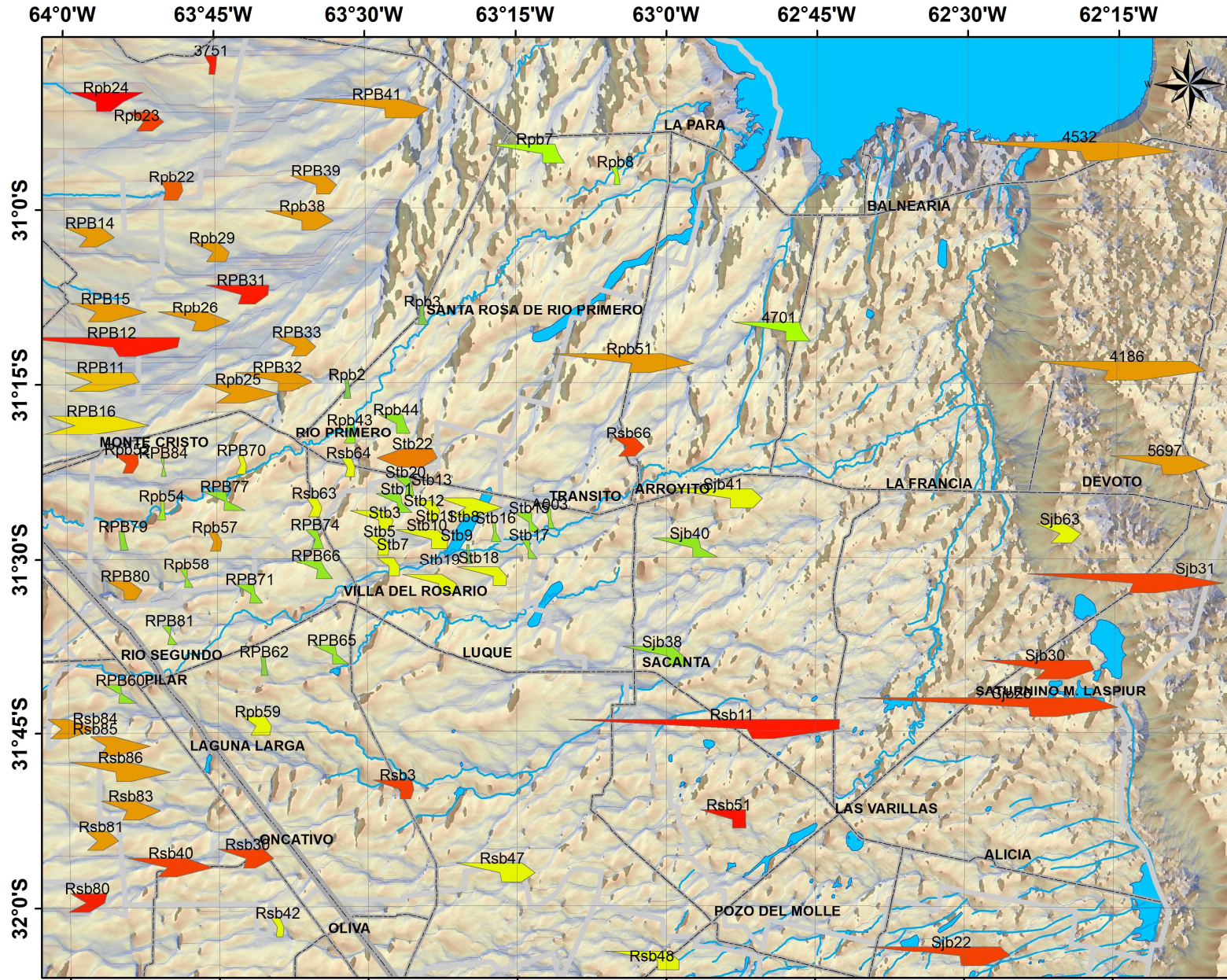


Agrupadas por Zonas Geomorfológicas

Figura 10.3 Diagrama de Piper Hill para el acuífero Freático, con elipses mostrando agrupamiento de datos según zonas geomorfológicas.

MAPA HIDROGEOQUÍMICO ACUÍFERO FREÁTICO

REFERENCIAS



Tipo Geoquímico Acuífero Freático

- Bicarbonatada - Cálctica
- Bicarbonatada - Sódica Cálctica
- Bicarbonatada - Sódica Magnésica
- Bicarbonatada - Sódica
- Bicarbonatada Sulfatada - Cálctica
- Bicarbonatada Sulfatada - Sódica
- Bicarbonatada Clorurada - Sódica
- Sulfatada Bicarbonatada - Sódica
- Sulfatada - Cálctica Sódica
- Sulfatada - Sódica Cálctica
- Sulfatada - Sódica
- Sulfatada Clorurada - Magnésica
- Sulfatada Clorurada - Sódica Cálctica
- Sulfatada Clorurada - Sódica
- Clorurada Sulfatada - Sódica
- Clorurada - Cálctica
- Clorurada - Sódica

- AUTOPISTA
- RUTA
- Cuerpos de Agua

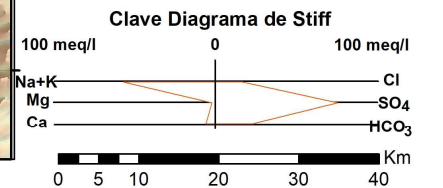
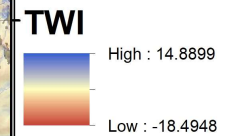


Figura 10.4 Mapa hidrogeoquímico del acuífero freático con diagramas de Stiff modificado, en colores según clasificación hidrogeoquímica del agua de Custodio.

10.2.2 Análisis de componentes mayoritarios del acuífero libre

En este apartado sólo se describirán los aspectos generales vinculados a los diferentes iones mayoritarios presentes en el agua del acuífero libre. Se realizaron diagramas de cajas teniendo en cuenta, para cada uno de los elementos, las concentraciones en todas las muestras (Figura 10.7). La explicación de los resultados será tratada en mayor profundidad cuando se discuta la evolución geoquímica del acuífero.

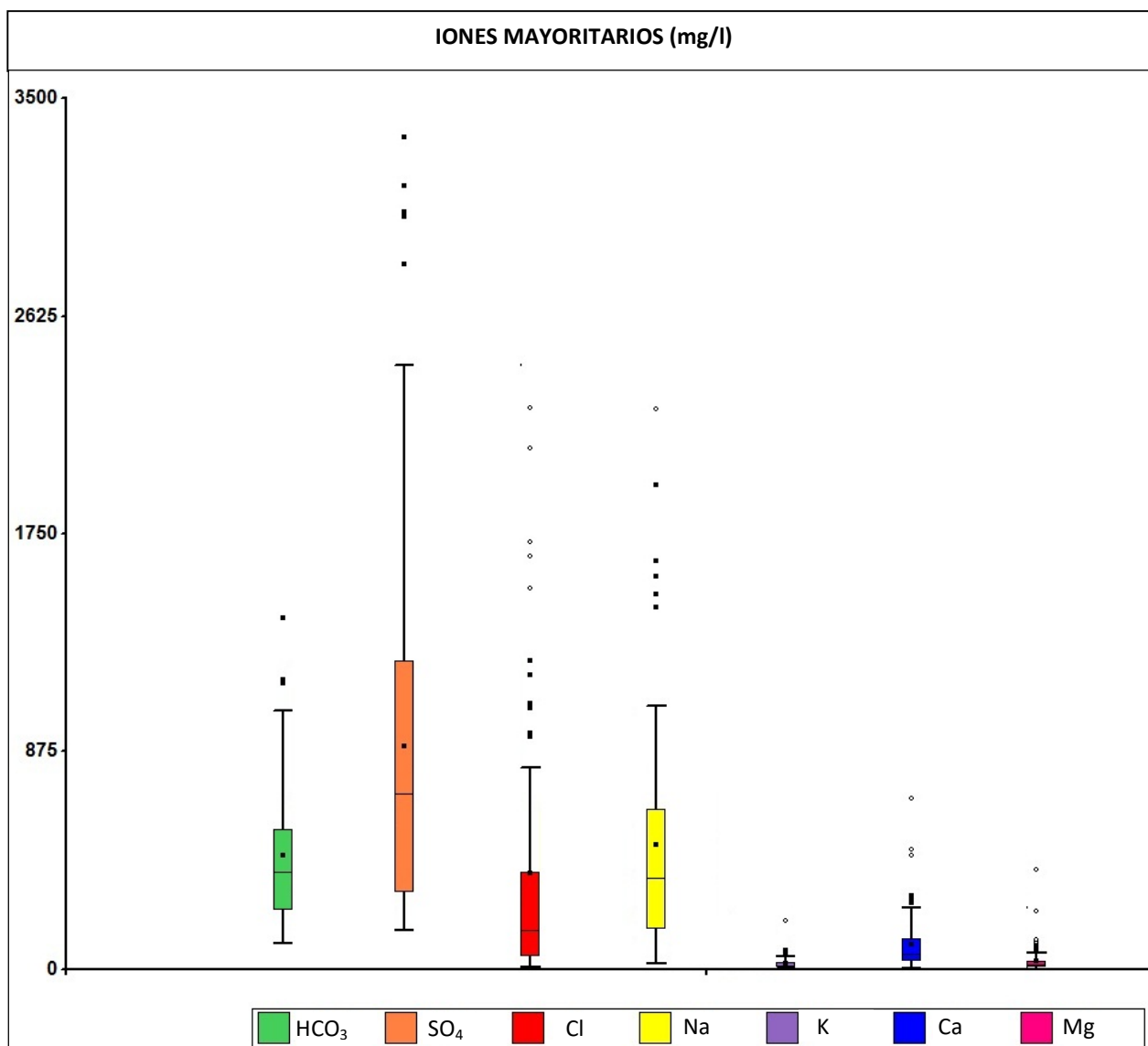


Figura 10.5 Diagrama de cajas para iones mayoritarios del acuífero libre

10.2.2.1 . Bicarbonatos y Carbonatos

Estos elementos, cuya presencia depende fuertemente de los valores de pH determinados (Figura 10.8), no son oxidables ni reducibles en las aguas naturales. Además, suelen precipitar con mucha facilidad como CaCO₃ debido a que son iones muy poco solubles (sales con Kps muy baja). Su presencia en agua se da como consecuencia de procesos de disolución e hidrólisis de los

carbonatos por parte del agua de lluvia. El acuífero presenta aguas con contenidos promedios en HCO_3^- del orden de 455,9 mg/L, variando entre un mínimo de 105 mg/L y un máximo de 1410 mg/L (Tabla 10.2). Las mayores concentraciones se destacan en la zona de abanicos aluviales medios, principalmente asociados a las fajas fluviales actuales de los Ríos Suquia y Xanaes. Con respecto a CO_3^{2-} se determinó sólo en 6 muestras pero en muy bajas concentraciones (entre 2,4 y 40 mg/L), debido a que poseían pH mayor a 8,3. Los pH determinados en general no fueron tan altos (promedio de 7,68, mín.= 6,8, máx.= 8,6).

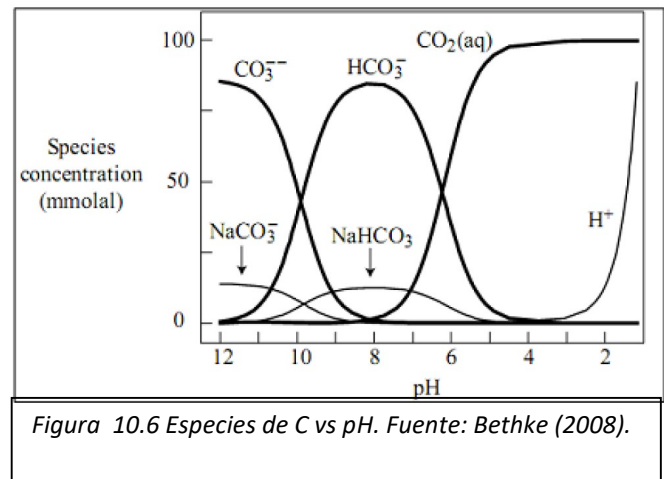


Figura 10.6 Especies de C vs pH. Fuente: Bethke (2008).

10.2.2.2 Sulfatos

El SO_4^{2-} es un ion muy estable, forma sales moderadamente solubles a muy solubles y precipita químicamente en aguas naturales con mayor dificultad, haciéndolo particularmente cuando existe concentración por procesos importantes de evaporación. Procede de disolución de sales sulfatadas que pudiera haber vinculada a áreas de hidrohalmorfismo y también de aporte de la lluvia (Tabla 10.2). En cuanto a las concentraciones de SO_4^{2-} en el acuífero, la media resultó de 788,2 mg/L (máx. = 3.340 mg/L y mín. = 20 mg/L), resultando el anión mayoritario de mayor proporción en el acuífero. Las mayores concentraciones en sulfatos se observan tanto en la zona Planicie Eólica, con el nivel freático a menos de 4 m, como en las planicies loésicas, es decir se vincula a litología más finas en donde la posibilidad de obtener iones por parte del agua es mayor. Cabe destacar que este ión puede estar siendo introducido por el hombre con el uso excesivo de fertilizantes (sulfato amónico).

10.2.2.3 Cloruros

El Cl^- , cuya fuente de aporte fundamental es la atmósfera (Tabla 10.3), forma sales muy solubles, es un ion muy estable en solución y muy difícilmente precipitable (K_{ps} muy elevados). Además, no se oxida ni reduce en aguas naturales constituyéndose en el ion conservativo por excelencia. El acuífero freático presenta contenidos que varían entre 8,6 mg/L y 3.195 mg/L (media: 388 mg/L) y los valores más elevados se ubican en la Planicie Eólica en áreas deprimidas o de descarga hidrológica, especialmente producto de la evaporación a la que es sometido el acuífero freático. Este ión puede tener también un componente antrópico derivado de purines debido a la existencia de corrales de ganado aguas arriba de los sitios de muestreo.

Tabla 10.3 Datos propios de análisis físico-químicos de agua de lluvia recolectada mensualmente.

Fecha	Procedencia	pH	Cond. [uS/cm]	S.D.T. [mg/l]	CO ₃ ⁼ [mg/l]	CO ₃ H ⁻ [mg/l]	SO ₄ ⁼ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Ca ⁺² [mg/l]	Mg ⁺² [mg/l]	As [μg/l]	F ⁻ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]
14/12/2012	San Francisco	6,70	73	51	0	20,0	15,0	2,0	0,6	0,7	7,0	1,0	0	0,00	0
01/11/2011	Manfredi	6,50	30,5	18	0	7,5	4,3	2,1	0,4	0,7	1,6	1,5	0	0,00	0

10.2.2.4 Sodio

El Na⁺ es un ión de solubilidad muy elevada y muy difícil de precipitar, afectado fácilmente por el intercambio de bases. Los procesos responsables del predominio de ión sodio son, por un lado, la hidrólisis de silicatos como las plagioclasas y, especialmente, procesos de intercambio catiónico especialmente en aquellos minerales con alta capacidad de intercambio catiónico (CIC) como es el caso de arcillas que retienen el calcio en su estructura mineral y liberan sodio al agua. Por ejemplo, en loess de la región Sur de Córdoba se ha encontrado que abundan illitas (Blarasin et al., 2005).

Los tenores de Na⁺ determinados en la zona estudiada varían entre 23,3 mg/L y 3437,8 mg/L (media: 498,6 mg/L). Se trata del catión mayoritario dominante en toda la zona de estudio. Los mayores contenidos se observan en la Planicie Eólica y Planicie Loéssica Oriental. De forma artificial este ión puede ser introducido a través de la orina en la excreta animal (corrales) aguas arriba de los sitios de muestreo.

10.2.2.5 Potasio

El K⁺ presenta una solubilidad muy elevada y es difícil de precipitar, sin embargo, se encuentra fuertemente afectado por el cambio de bases y es adsorbido de forma muy poco reversible por las arcillas en formación (paso de montmorillonita a illita), para formar parte de su estructura, circunstancia que lo diferencia notoriamente del Na⁺, por lo que las aguas naturales, a pesar de la abundancia de K⁺ en muchas rocas, tienen mucho menos K⁺ que Na⁺. Este catión es el que se encuentra en menor proporción y con valores más bajos en la zona de estudio. En el agua del acuífero freático se determinaron tenores variables entre 5,7 mg/L y 196,0 mg/L (media de 24,6 mg/L), y su presencia responde principalmente a la presencia de materiales que componen el loess (feldespato potásico y biotita) y a procesos de intercambio catiónico con las arcillas.

10.2.2.6 Calcio

El Ca²⁺ es un elemento que forma sales desde moderadamente solubles a muy solubles, precipita fácilmente como CaCO₃ y ante cambios de pH o de presión parcial de CO₂, puede precipitar o disolver con facilidad.

En el acuífero freático se midieron concentraciones que varían desde 7,0 mg/L hasta 686,7 mg/L (media de 100,3mg/L). El acuífero freático en la Planicie Loéssica Inclinada y en la Planicie

Loéssica con drenaje subrectangular, posee mayores valores de esta variable que en el resto del área de estudio, aspecto vinculado a la presencia de aguas de recarga reciente en sierra y /o cercanías a la misma en las que no han ocurrido con intensidad los procesos de intercambio de iones.

10.2.2.7 Magnesio

El Mg^{2+} forma sales desde moderadamente solubles a muy solubles, por lo que es difícil de precipitar. Su química está muy asociada a la de los iones HCO_3^- y CO_3^{2-} , pudiéndose precipitar y disolver con facilidad al cambiar el pH o la presión parcial de CO_2 . Además, puede ser afectado por el intercambio de bases. Los valores de Mg^{2+} medidos son del orden de 33,6 mg/L, con mínimos de 0,5 mg/L y máximos de 400,0 mg/L.

10.2.3 Análisis de componentes minoritarios y traza del acuífero libre

Si bien no se realizó un estudio geoquímico de detalle de los condicionantes geológicos y geoquímicos sobre la distribución de los elementos minoritarios y traza, es de interés conocer los valores de algunos elementos que, por su importancia para el consumo, clásicamente se evalúan en la región. De acuerdo a los antecedentes hidrogeológicos para el Sur de Córdoba, la presencia de As y F^- forman parte del fondo natural de la calidad del agua y están asociados, como se ha visto a nivel regional, a los componentes principales del loess pampeano (vidrio volcánico, minerales y fragmentos líticos) que constituyen el acuífero libre (Nicolli et al., 1989; Blarasin y Cabrera, 2005, Blarasin et al., 2014) Los principales procesos de liberación de As a la solución son la hidrólisis de vidrio volcánico y la desorción a partir de los óxidos e hidróxidos de Fe y Mn (Nicolli et al., 1997; Smedley et al., 2000). Por su parte, los procesos de liberación de F^- serían la disolución de vidrio volcánico y de otros minerales portadores de F^- , como por ejemplo fluorita (Ca_2F) (Nicolli et al., 1997; Blarasin, 2003).

La distribución de Fluoruros en el acuífero libre (Figura 10.9), muestra que en general los valores más bajos se encuentran asociados al sector occidental del área de estudio y relacionados a las fajas fluviales. Este aspecto está fuertemente vinculado al hecho de que son los sectores de aguas más dulces más cercanos a la recarga, sin embargo se pueden encontrar aisladamente valores altos de fluoruros en estas zonas. Como se observa en el mapa los valores más altos se encuentran en sectores medios y distales donde las bajas velocidades de circulación permiten altos tiempo de contacto agua-sedimento y la posibilidad del paso de los iones a la solución. También se destacan los valores bajos de fluoruros en la planicie loésica elevada. El contenido de Arsénico en el acuífero libre (Figura 10.10), muestra en su distribución una clara relación con el contenido de fluoruros, ya que en todas las muestras con valores > 1 mg/L de F^- muestran valores > 50 $\mu g/L$ de As, repitiendo la distribución geográfica del flúor. Es común y ha sido ya investigado y mencionado por diversos autores que ambos elementos tengan una alta correlación (Blarasin et al., 2014) aspecto vinculado a su posibilidad de entrar en solución en ambientes geoquímicos similares de aguas con altos pH, alta alcalinidad y en general sódicas, además de compartir el vidrio volcánico o minerales fuente similares.

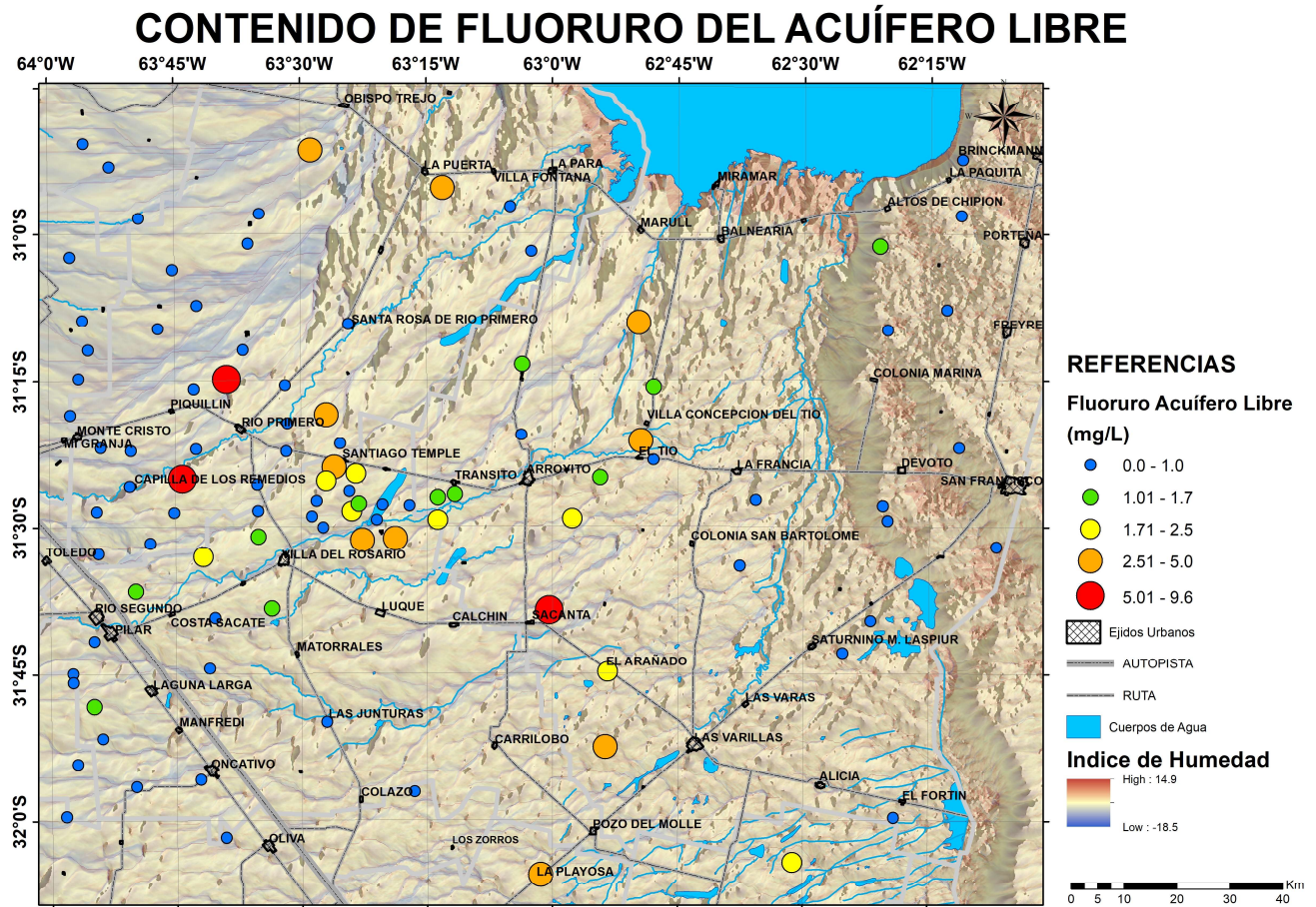


Figura 10.7 Distribución del Fluoruros en acuífero libre

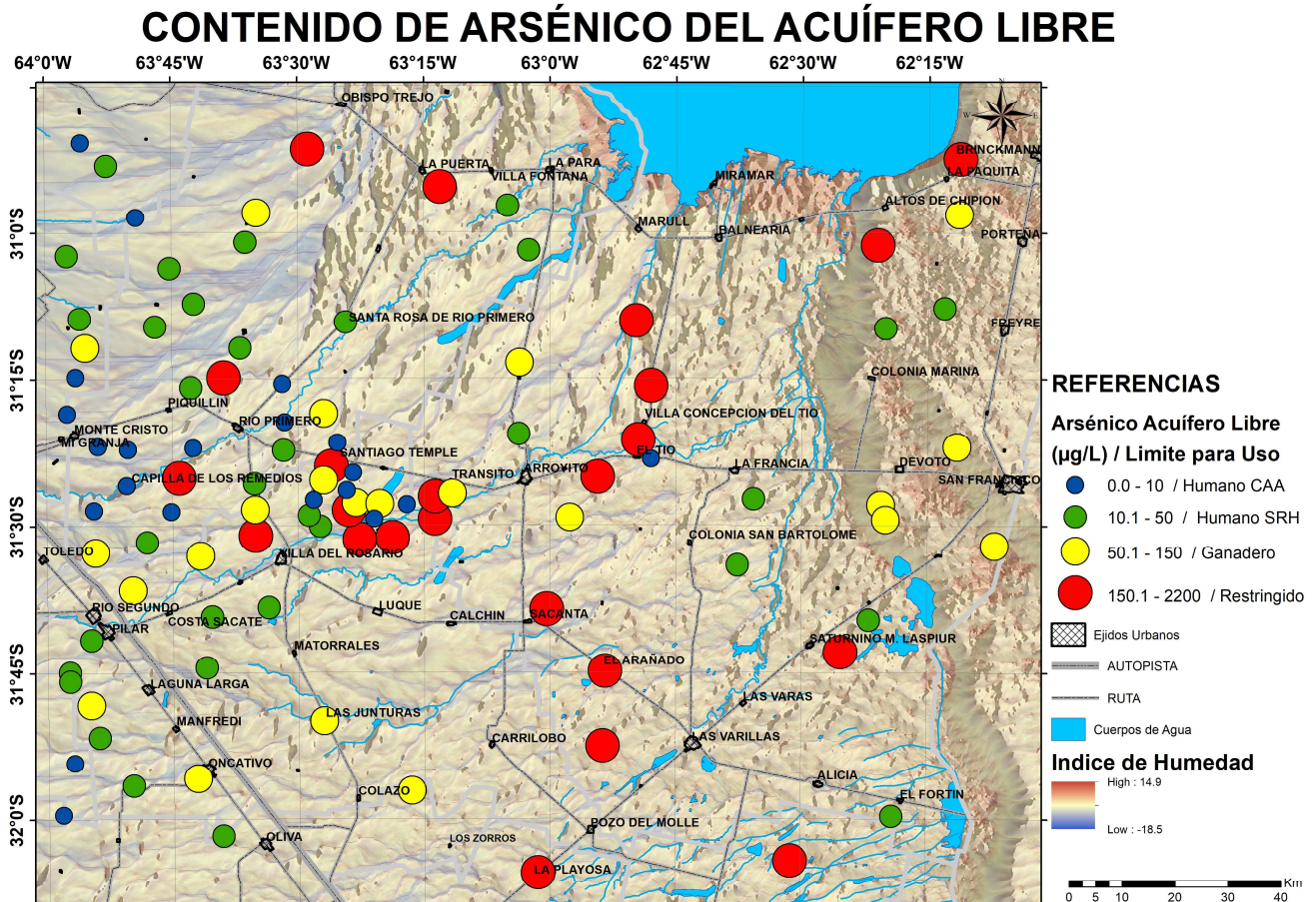


Figura 10.8 Distribución de Arsénico en acuífero libre

Los valores de Nitrato mayores a 10 mg/L en el acuífero libre es generalmente considerado como producto de contaminación por diferentes actividades antrópicas, debido a que en el acuífero existen muy pocas fuentes naturales de nitrato. Los valores < a 10 mg/L son considerados valores de fondo natural (Giuliano Albo y Blarasin, 2014) procedentes de la degradación de la materia orgánica natural existente en el subsuelo. Los valores más altos de Nitratos (entre 45 y 500 mg/L) se encuentran principalmente en el sector central y oriental del área de estudio, particularmente en la zona de planicie loésica elevada debido al uso del territorio, con un predominio de tambos con lagunas de infiltración (Figura 10.11), y a feed lots (engorde a corral) en los abanicos aluviales terminales y otras fuentes puntuales de contaminación, mientras que los valores de Nitratos entre 10 y 45 mg/L se pueden deber a contaminación difusa debido al uso de fertilizantes nitrogenados, típicos de la agricultura intensiva con siembra directa que se desarrolla en toda la región (Figura 10.12).



Figura 10.9 Tambo con lagunas de infiltración próximas a perforaciones al acuífero libre

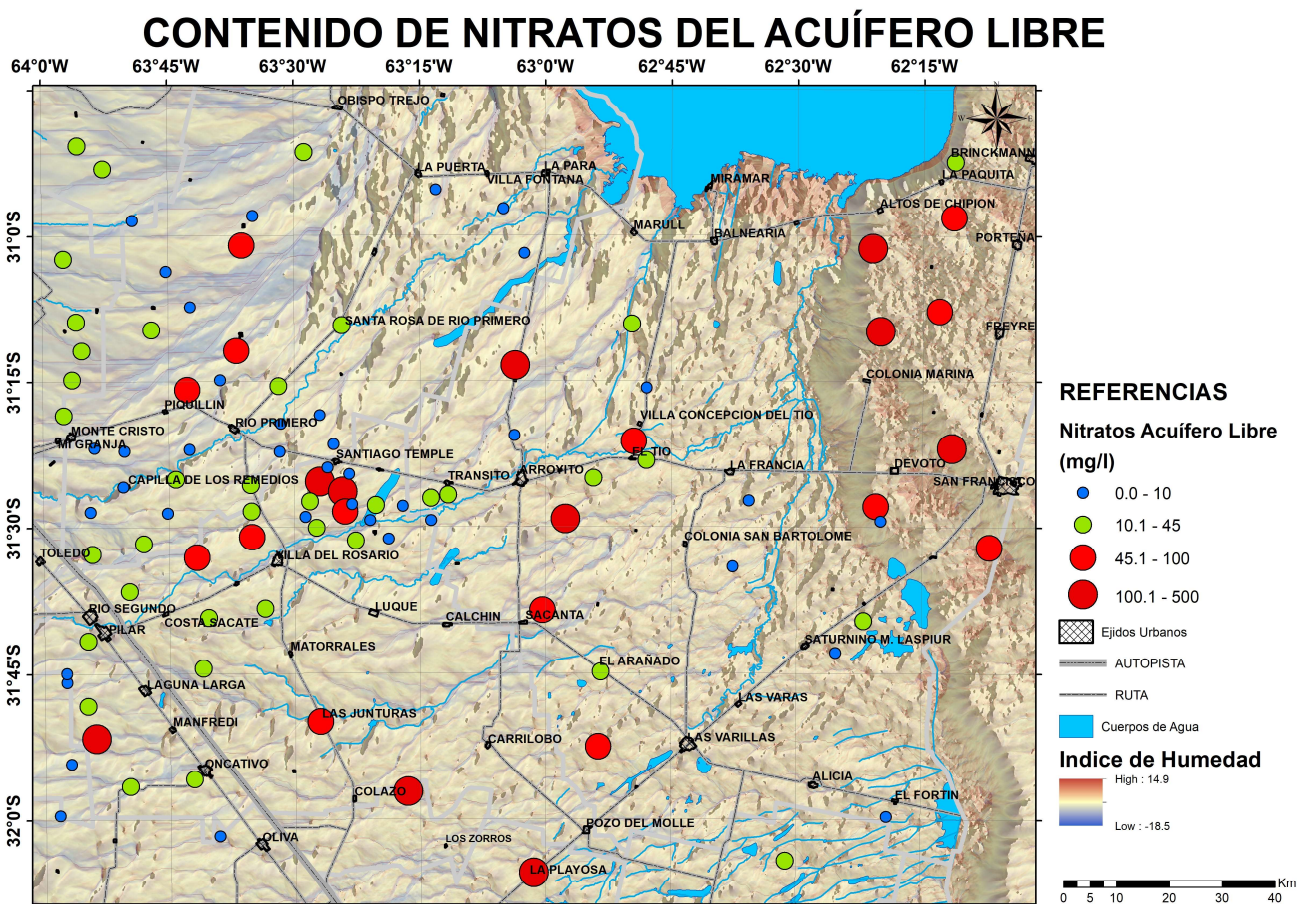


Figura 10.10 Distribución de Nitratos en acuífero libre

10.2.4 Análisis de la relación iónica $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$

Las aguas subterráneas evolucionan en el espacio y en el tiempo y a medida que circulan tienden a ir aumentando su mineralización hasta saturarse en los diferentes iones, con excepción de cloruros, evolucionando desde aguas dulces a saladas. Al ir aumentando la concentración de sales aumenta la fuerza iónica por lo que las solubilidades se van incrementando ligeramente y los iones pueden ir aumentando en concentración, pudiendo sumarse también el efecto del ion común.

El uso de las relaciones iónicas en estudios hidrogeoquímicos tiene como objetivo ayudar a identificar los aspectos relacionados con las reacciones que han tenido lugar en las aguas subterráneas, como resultado de mezclas de diferentes aguas o de la interacción agua-terreno y permite caracterizar el funcionamiento del acuífero de manera de seguir los procesos de concentración de sales en el sentido del flujo subterráneo (disolución-precipitación, intercambio iónico, dirección del aumento de la mineralización).

Ya que el contenido en HCO_3^- es relativamente constante en las aguas subterráneas (Custodio y Llamas 1996) es de interés para seguir el proceso de concentración de sales en el sentido del flujo. Sin embargo, si existen aportes exógenos de CO_2 , como producto de contaminación agrícola, urbana o industrial, puede haber un aumento del contenido del mismo en el acuífero (figura 10.13).

En el área de estudio se pueden diferenciar claramente dos zonas: la primera está directamente relacionada con los abanicos aluviales medios y terminales, con valores de relación que van de 3 a 20, y dentro de estos se encuentran valores localizados mayores (>30) indicando zonas de recarga preferencial e importante incorporación de CO_2 , asociadas a las fajas fluviales actuales en zonas donde existen cambios relativamente importante en el gradiente topográfico (al SE de la localidad de Tránsito, Capilla de los Remedios y Pilar). El predominio general de HCO_3^- con respecto al Cl^- es indicativo de aguas que han recorrido escasa distancia y/o ha recorrido cierta distancia, pero con una velocidad alta de flujo subterráneo.

La segunda zona diferenciada, de color bordó con valores muy bajos de relación (< 3), indicando mayores distancias de circulación del flujo subterráneo, hacia cuenca baja los cloruros van siendo aumentando a medida que ingresan por lluvias, pudiendo además haber mayor disolución de sales donde abundan sedimentos más finos o bien procedentes del lavado de aquellas disponibles en sectores hidrohalomórficos.

MAPA DE RELACIÓN IÓNICA BICARBONATO / CLORURO DEL ACUÍFERO FREÁTICO

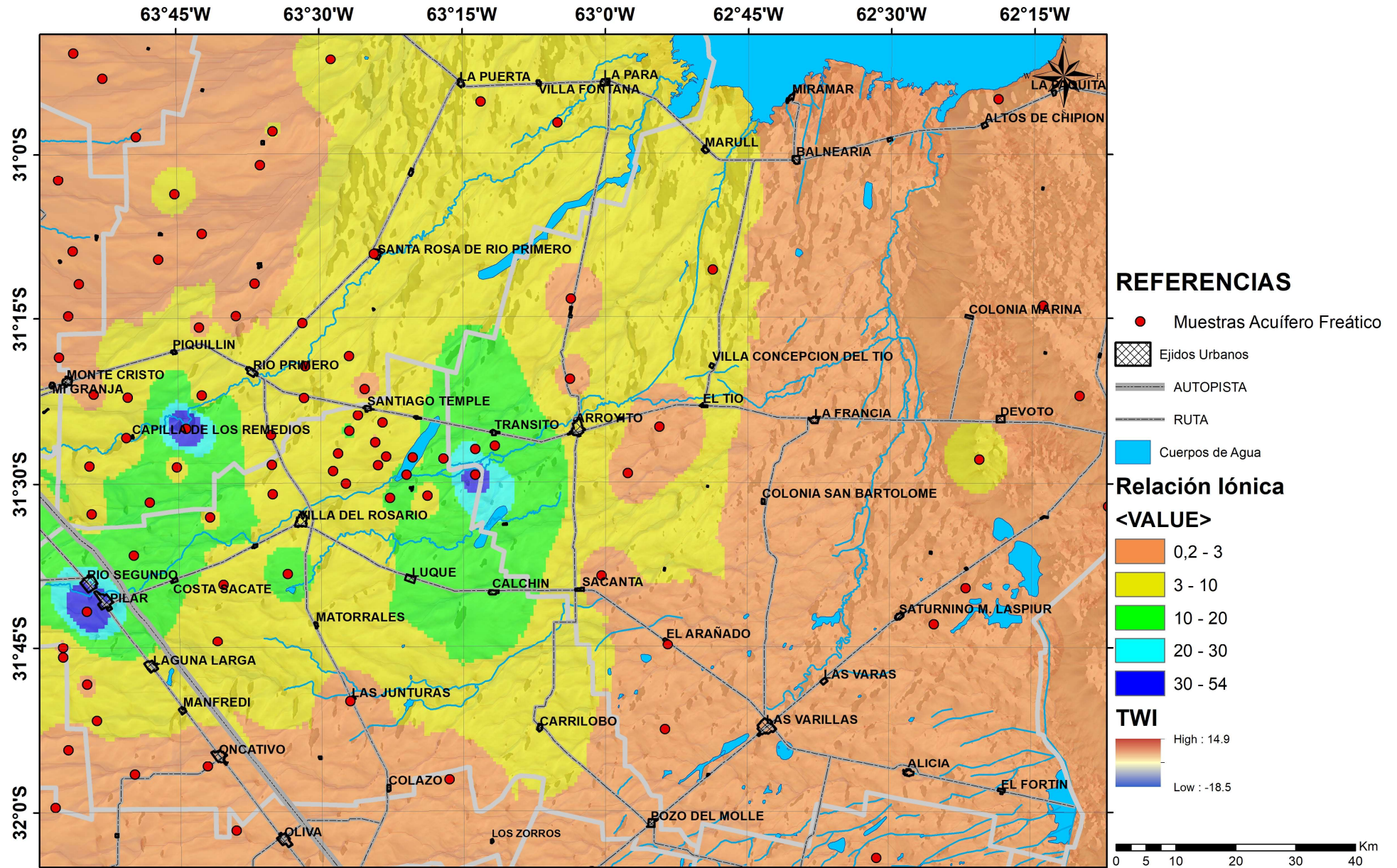


Figura 10.11 Mapa de relación iónica Bicarbonato / Cloruro. Mostrando zonas de recarga preferencial donde los valores de la relación son altos.

10.3 Hidrogeoquímica de los sistemas acuíferos confinados

En las tablas 10.4 y 10.5 se presentan los descriptivos de los sistemas confinados A y B, el sistema confinado C es escasamente alumbrado en la zona de estudio, debido a su baja calidad química, motivo por el cual se disponen de escasos datos como para realizar una descripción más detallada. Se representaron en el diagrama de Piper (figura 10.14), todas las muestras de los sistemas confinados "A", "B" y "D", con el objetivo de hacer una primera aproximación a la clasificación hidrogeoquímica. Se puede observar una muy buena discriminación de las muestras, quedando el SAC B dentro de la zona de Clorurados y/o Sulfatadas Sódicas, mientras que el SAC A se diferencia por encontrarse entre las Bicarbonatadas Sódicas y el SAC D Cloruradas y/o Sulfatadas Sódicas.

Tabla 10.4 Estadísticos descriptivos del sistema acuífero confinado A

Variable	n	Rango	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típ.	Varianza	Curtosis	
								Estadístico	Error típico
CE (µS/cm)	17	1285.00	325.00	1610.00	842.71	370.01	136905.60	0.15	89.74
SDT (mg/l)	33	1367.00	228.00	1595.00	678.49	323.21	104461.63	1.16	56.26
Tem (°C)	17	27.70	0.00	27.70	20.68	10.10	101.93	1.27	2.45
Ph	17	1.80	7.40	9.20	7.89	0.42	0.17	5.63	0.10
CO ₃ (mg/l)	33	9.70	0.00	9.70	0.44	1.86	3.47	20.83	0.32
HCO ₃ (mg/l)	33	327.50	0.00	327.50	105.44	113.47	12874.42	-1.66	19.75
SO ₄ (mg/l)	32	725.00	17.00	742.00	153.87	153.71	23628.27	5.89	27.17
CL (mg/l)	32	428.30	6.00	434.30	94.18	88.67	7863.07	6.03	15.68
NA (mg/l)	28	395.00	0.00	395.00	136.65	88.58	7846.77	1.44	16.74
K (mg/l)	17	14.80	4.00	18.80	9.73	3.77	14.24	2.08	0.92
CA (mg/l)	31	88.00	0.00	88.00	37.29	22.61	511.15	0.07	4.06
MG (mg/l)	31	29.00	0.00	29.00	10.02	7.12	50.76	0.29	1.28
AS (µg/l)	17	118.00	2.00	120.00	31.24	27.58	760.44	6.51	6.69
F (mg/l)	18	0.70	0.30	1.00	0.53	0.22	0.05	-0.74	0.05
NO ₃ (mg/l)	17	13.60	1.40	15.00	6.68	3.78	14.26	0.44	0.92
Prof. (m)	33	190.00	140.00	330.00	211.09	46.12	2126.84	0.29	8.03
NE. (m)	33	73.80	-1.80	72.00	16.01	16.46	271.01	2.80	2.87

Tabla 10.5 Estadísticos descriptivos del sistema acuífero confinado B

Variable	n	Rango	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típ.	Varianza	Curtosis	
								Estadístico	Error típico
CE (µS/cm)	51	6700,00	960,00	7660,00	2627,22	1633,54	2668443,41	1,77	0,66
SDT (mg/l)	33	4210,50	773,50	4984,00	1745,29	1035,68	1072633,83	2,63	0,80
Tem (°C)	29	7,10	19,80	26,90	23,44	1,78	3,18	-0,79	0,85
Ph	42	1,60	6,70	8,30	7,39	0,31	0,09	1,52	0,72
CO ₃ (mg/l)	33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	.	.
HCO ₃ (mg/l)	33	727,50	155,00	882,50	259,85	137,36	18869,11	14,47	0,80
SO ₄ (mg/l)	33	1576,00	97,00	1673,00	526,40	388,62	151022,36	1,63	0,80
CL (mg/l)	33	1533,00	94,00	1627,00	442,32	353,70	125105,75	3,37	0,80
NA (mg/l)	33	1160,60	124,40	1285,00	438,14	291,51	84980,15	2,03	0,80
K (mg/l)	33	16,50	7,50	24,00	13,91	4,16	17,28	0,07	0,80
CA (mg/l)	33	108,00	9,60	117,60	47,56	26,20	686,62	0,15	0,80
MG (mg/l)	33	88,30	1,90	90,20	16,28	18,18	330,50	8,32	0,80
AS (µg/l)	32	475,00	5,00	480,00	62,84	84,31	7108,65	20,23	0,81
F (mg/l)	33	4,30	0,20	4,50	0,61	0,72	0,52	28,37	0,80
NO ₃ (mg/l)	22	27,50	0,50	28,00	5,32	6,37	40,57	7,20	0,95
Prof. (m)	40	131,00	69,00	200,00	114,65	24,92	620,85	2,12	0,73

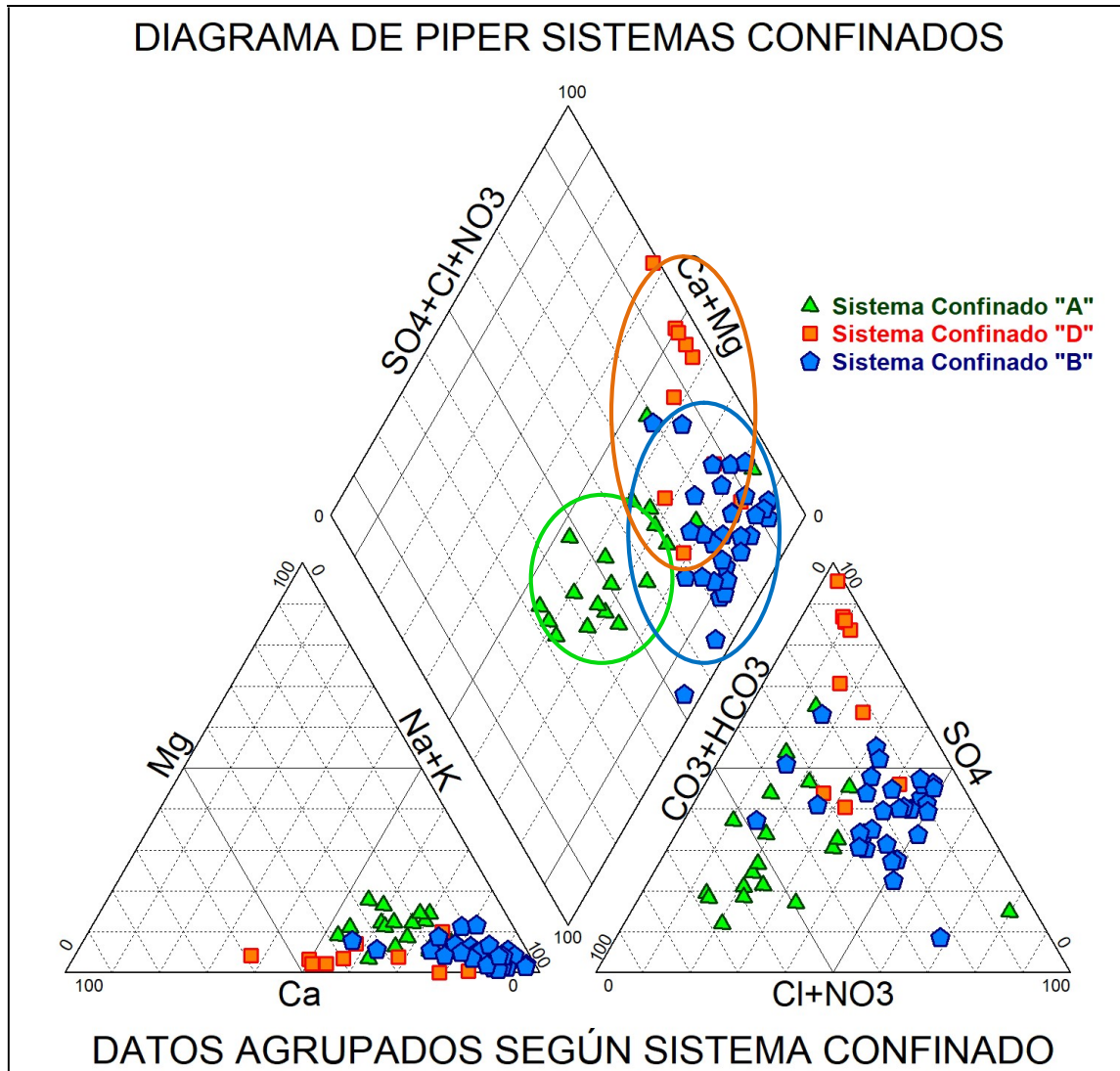


Figura 10.12 Diagrama de Piper Hill con datos agrupados por sistema confinado

10.3.1 Sistema acuífero confinado “A”

El mapa de conductividad eléctrica (figura 10.15) muestra en general valores bajos de CE (<1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) para casi toda el área donde ha sido alumbrado este sistema. Valores intermedios de CE (ente 1.200-1.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) se localizan la zona de la Planicie Loéssica Inclinada, y en un sector reducido ubicado próximo a la localidad de Las Junturas. Los valores más bajos de CE (entre 350-900 $\mu\text{S}/\text{cm}$) están directamente asociados a los abanicos aluviales medios y terminales. Se destaca que las aguas tienen en general baja salinidad aspecto vinculado a las granulometrías gruesas de estas capas confinadas.

Para realizar la caracterización hidrogeoquímica se confeccionó un mapa con los diagramas de Stiff modificado (figura 10.16). Allí se observa la poca evolución hidrogeoquímica que desarrolla este sistema en sentido de la dirección de flujo subterráneo, manteniendo su carácter de bicarbonatado en casi toda el área. Se destacan aguas sulfatadas cloruradas – sódicas al sur, próximo a Oncativo y cloruradas sódicas en la zona de la Planicie Loéssica Inclinada.

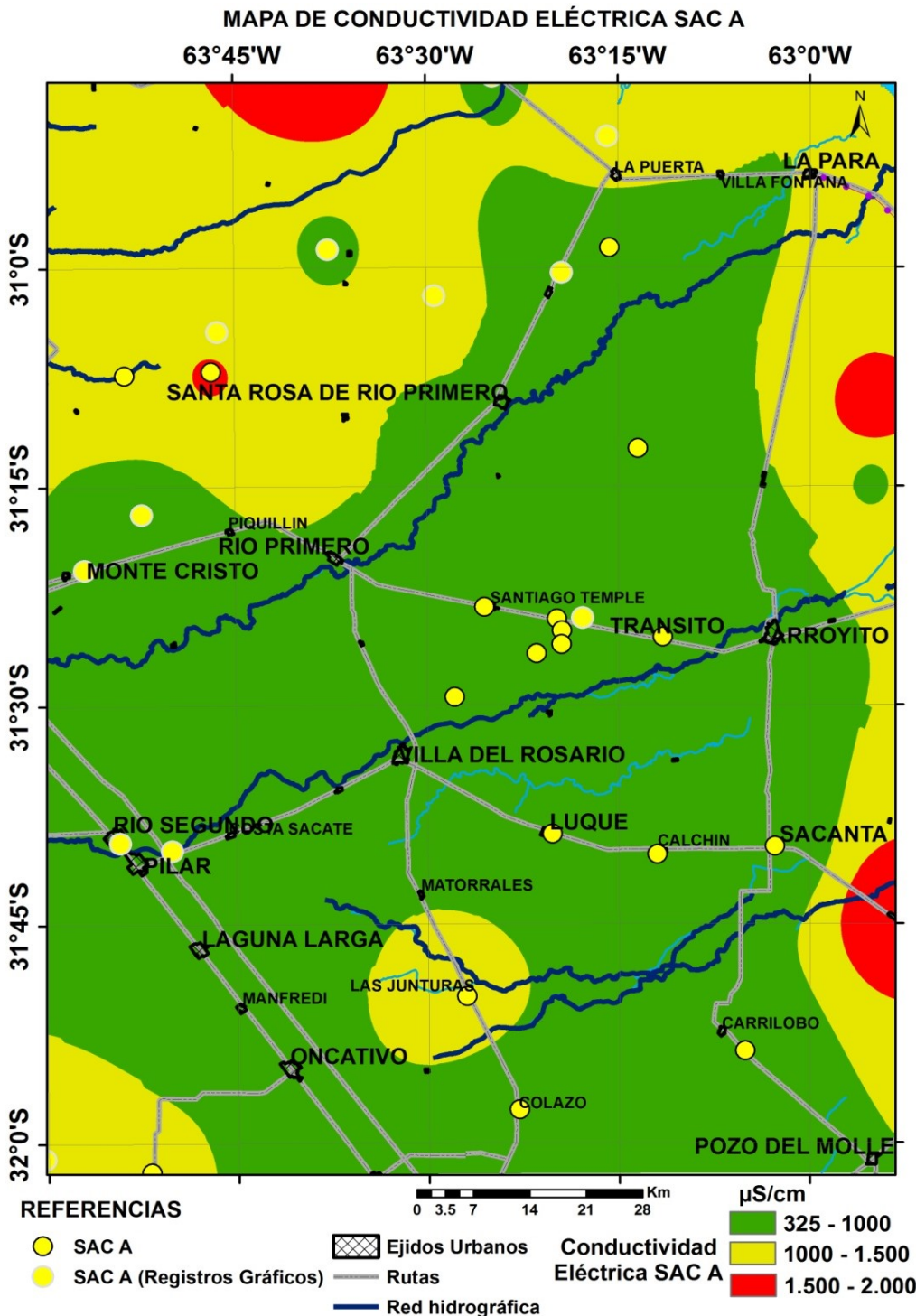


Figura 10.13 Mapa de Conductividad eléctrica del sistema confinado A.

10.3.2 Sistema acuífero confinado "D"

En el mapa de Stiff modificado (figura 10.16) se han planteado también las muestras al Sistema Acuífero Confinado "D", ya que para este sistema se cuenta solo con 9 muestras ubicadas en un ámbito muy reducido, donde se explota este sistema debido a problemas de cantidad y calidad de los otros sistemas acuíferos.

Es para destacar que este sistema posee la superficie piezométrica por encima de la topográfica en esta zona, motivo por el cual las perforaciones de la zona son surgentes, pudiendo diferenciar en profundidad al menos dos capas con

caudales y calidades diferentes, ya mencionadas en el capítulo de hidrodinámica. La más somera (entre 260 y 310 m) posee valores de CE del orden de 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y la más profunda (entre 310 y 360 m) presenta valores de CE entre 825 y 1.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Con respecto a la hidroquímica de este sistema se puede decir que son en general aguas sulfatadas cloruradas-sódicas cálcicas con alto contenido iónico las correspondientes a la capas surgente más somera, en tanto que las muestras de la capa surgente más profunda presentan aguas mas dulces y características de sulfatada bicarbonatada-sódica y sulfatada - sódica.

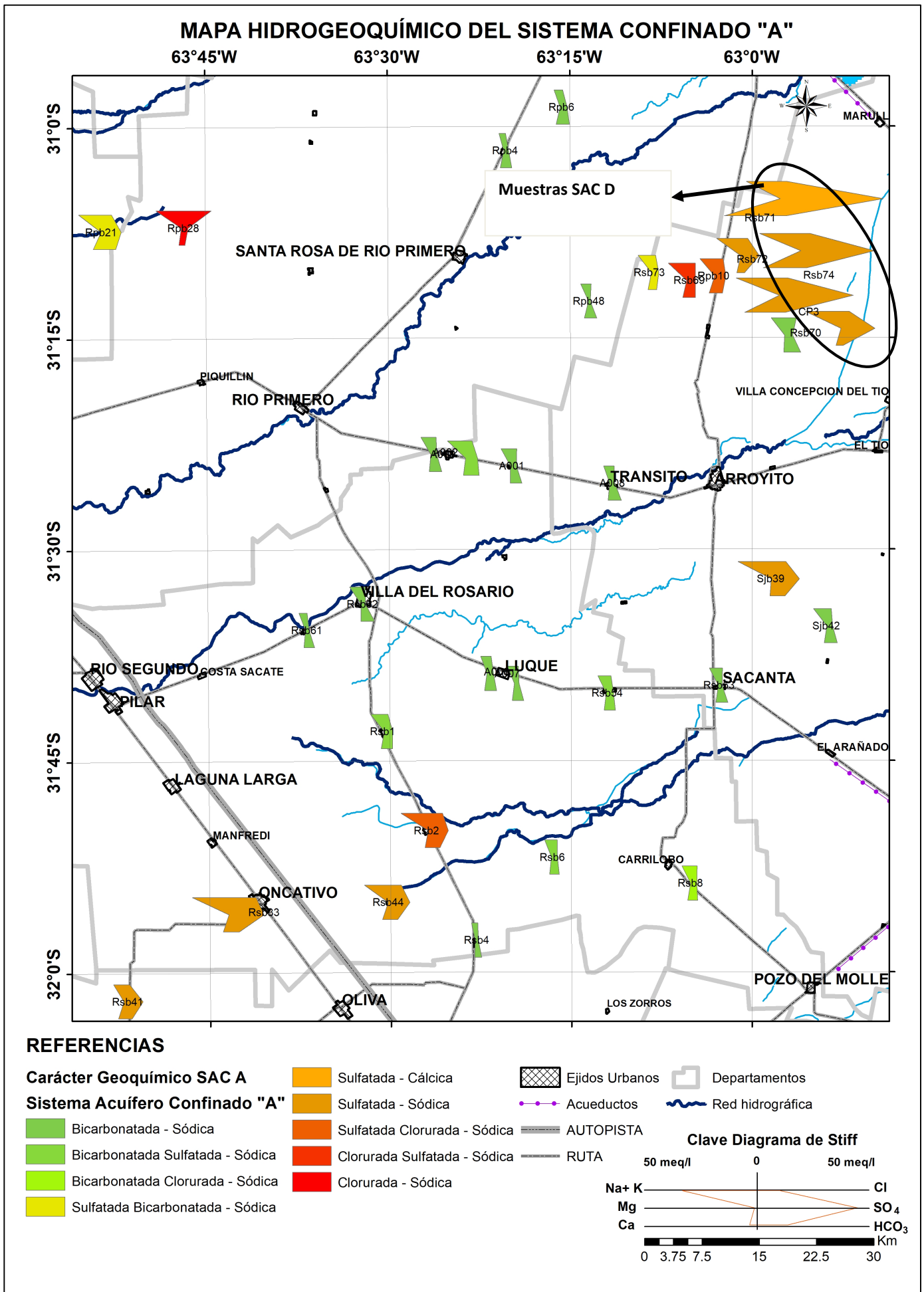
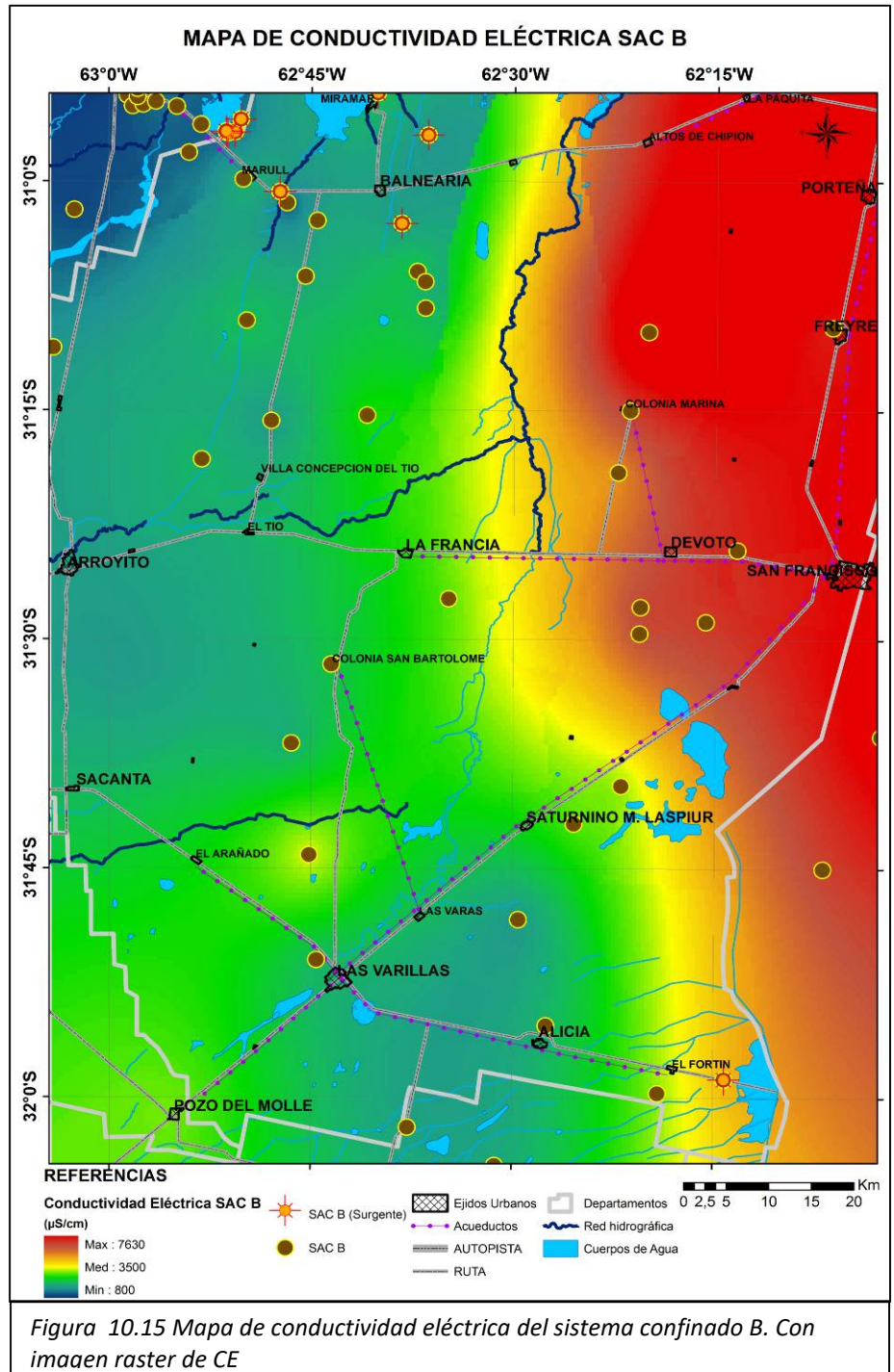


Figura 10.14 Mapa hidrogeoquímico del Sistema Acuífero Confinado "A" y muestras del SAC D, con diagramas de Stiff modificado, en colores según clasificación hidrogeoquímica según Custodio.

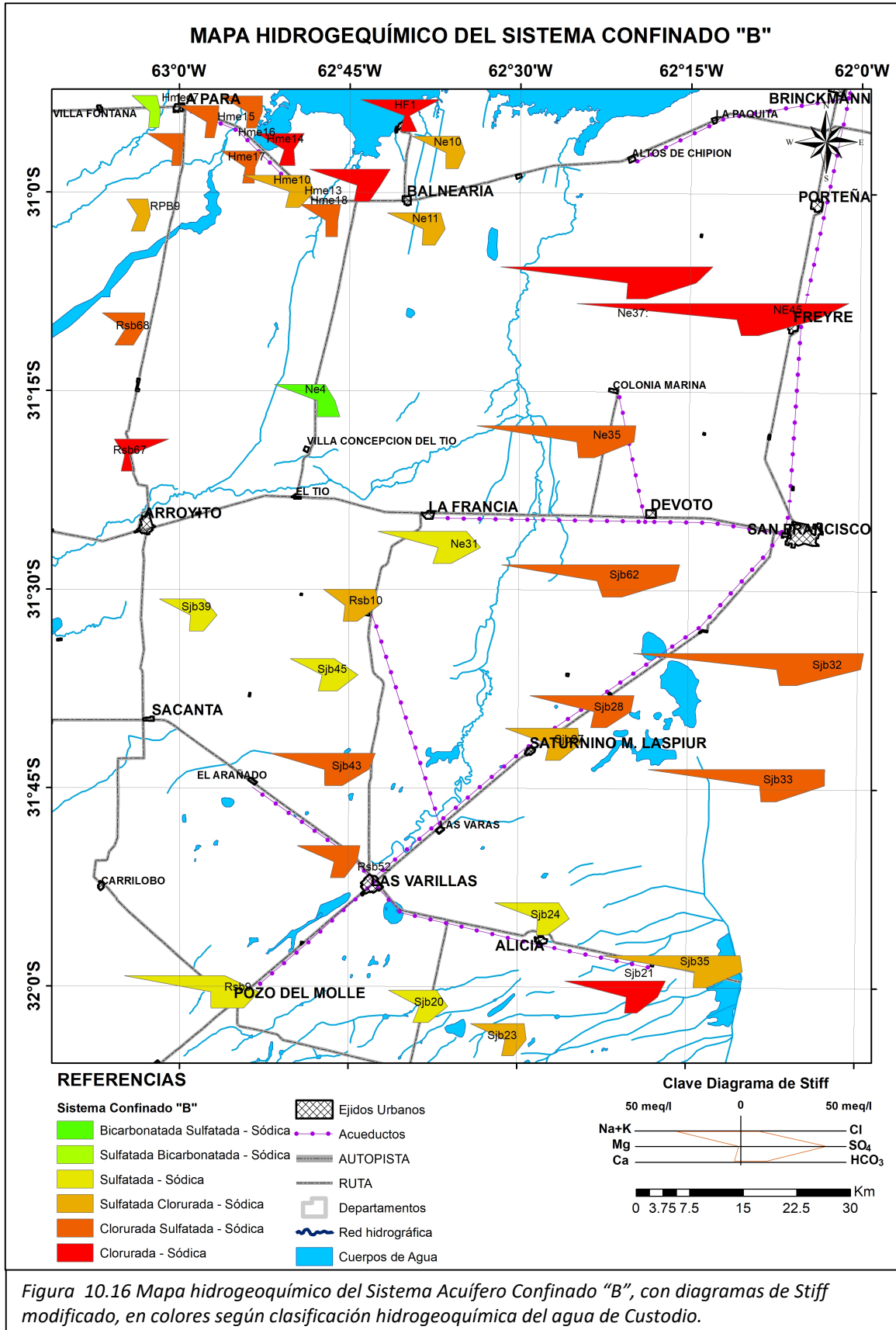
10.3.3 Sistema acuífero confinado "B"

El mapa de CE del sistema acuífero confinado B (figura 10.17), muestra los mayores valores de CE en todo el sector oriental del área de estudio, coincidiendo plenamente con la zona Planicie Loésica Oriental, incluso respetando las inflexiones que toma la falla tostado-Selva a la altura de Laspiur. Para el resto del área el sistema se caracteriza por valores de CE del orden de 3100 $\mu\text{S}/\text{cm}$, exceptuando un sector al Oeste de Marull, que muestra valores bajos de CE (entre 800 y 1200 $\mu\text{S}/\text{cm}$). La zona con surgencia al Sur de la laguna Mar Chiquita, se caracteriza por presentar valores de conductividad eléctrica entre 1.100 y 1.700 $\mu\text{S}/\text{cm}$. en tanto que en el sector de surgencia al sur (próximo a la localidad de El Fortín) presenta un valor de CE 3.600 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Esta distribución del contenido salino denota cierta anomalía en la evolución geoquímica normal del agua en el sentido del flujo del acuífero en algunos sectores. Así, especialmente en el sector oriental y según el sentido de flujo definido, el agua es más salada en la zona de recarga y más dulce en áreas de tránsito-descarga. Este aspecto probablemente esté vinculado a las relaciones hidráulicas con el acuífero freático, ya que si éste posee mayor carga hidráulica puede aportar sales, y si posee igual carga hidráulica que el SAC B, como se desprende de la piezometría, al poner los pozos del acuífero SAC B en funcionamiento y descender su nivel piezométrico puede haber influencia de la salinidad del freático por filtración vertical.



En la figura 10.18, se observa claramente un predominio de aguas cloruradas –sódicas y cloruradas sulfatadas – sódicas para el sector que presenta surgencia próximo a la Mar Chiquita. En el mapa se destaca que el sector occidental presenta aguas de menor concentración iónica y de los tipos menos evolucionados, como sulfatadas bicarbonatadas – sódicas, en comparación con el sector oriental que presenta aguas del tipo cloruradas – sódicas y de alta concentración iónica.



CAPÍTULO 11 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

11.1 INTRODUCCIÓN A LA GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

La geoquímica isotópica es la rama de la hidrogeología que emplea en la investigación el análisis de isótopos ambientales (átomos de un mismo elemento que difiere en el número de neutrones -número másico- y que se encuentran ampliamente distribuidos en el ambiente, participando activamente del ciclo hidrológico). El análisis de este tipo de isótopos es muy utilizado para determinar fuentes y zonas de recarga de los acuíferos, conexiones hidráulicas entre ellos, mezclas de aguas de orígenes diferentes, el tiempo de residencia o edad del agua en el acuífero, origen de contaminantes, entre los más destacados (Craig, 1961b; Gat, 1980,1983,1996; Panarello y Parica, 1984; Panarello et al.,1987, 1993,1995, 1996, 2005; Levin et al., 1988; Gat et al., 1996; Gonfiantini, 1999; Mook, 2001; Dapeña et al., 2002; Dapeña y Panarello, 2004; Gibson et al., 2005,; Custodio, 2005; Martínez et al., 2006, 2007; Quiroz Londoño et al., 2008; Quiroz Londoño, 2009; Maldonado, 2016 y 2018, entre muchos otros).

En el Sur de la provincia de Córdoba, Cabrera (2009) realizó por primera vez análisis de isótopos ambientales (^2H , ^3H y ^{18}O) para corroborar el modelo conceptual elaborado sobre el funcionamiento de los diferentes sistemas acuíferos presentes, principalmente, la recarga de acuíferos profundos y las relaciones hidráulicas entre los distintos sistemas hidrológicos. Giuliano Albo (2013), utilizó isótopos estables del nitrógeno ($^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), además de los ambientales (^2H y ^{18}O), para establecer, además de la recarga y conexiones hidráulicas entre sistemas, las posibles fuentes de contaminación de acuíferos de diferente origen en agroecosistemas. Maldonado et al. (2016 y 2018), realiza un completo análisis isotópico del Sur de Córdoba donde utiliza ^{14}C , ^2H , ^3H y ^{18}O y realiza una excelente comparación de las edades obtenidas con estas técnicas y las hidrodinámicas para todos los sistemas acuíferos confinados, destacando que, por primera vez para el Sur de la provincia de Córdoba, se cuenta con edades de ^{14}C .

En el Norte de la provincia de Córdoba, el C.A.A.S (1976) realizó por primera vez análisis de isótopos ambientales (^2H , ^3H y ^{18}O) en forma conjunta con ^{13}C y ^{14}C , con el objetivo de corroborar el modelo conceptual elaborado sobre el funcionamiento de los diferentes sistemas acuíferos presentes en el Norte de Córdoba. Cabe aclarar que, si bien se aplicaron estas técnicas, las interpretaciones a las que llegan en el mencionado estudio, son relativamente limitadas, más allá de contar con un buen número de análisis, debido posiblemente a que en esos momentos todavía se encontraba en pleno desarrollo, en otras palabras, es un estudio pionero en Argentina.

En esta investigación, se aplica el análisis de los isótopos ^2H , ^{18}O , ^{13}C y ^{14}C para corroborar el modelo conceptual elaborado sobre el funcionamiento hidrológico de los diferentes sistemas acuíferos, con el fin de verificar principalmente la hipótesis de recarga de los acuíferos, las relaciones hidráulicas entre los distintos sistemas hidrológicos y la edad del agua en los acuíferos profundos.

El análisis de los isótopos estables (^2H y ^{18}O) se realizó para cada sistema en particular (precipitaciones, arroyos y cuerpos de aguas superficiales, acuífero freático y sistemas acuíferos profundos) y luego en su conjunto de manera de establecer las relaciones entre ellos.

Para el análisis de la composición isotópica de las precipitaciones, se utilizó para realizar una comparación regional, la recta meteórica local definida para la localidad de Río Cuarto, que contaba con 6 años de datos para el momento del análisis, lo que se considera representativo para la construcción de la recta meteórica regional y se comparan con las dos estaciones instaladas en el área de estudio.

Las edades obtenidas por ^{14}C , van a ser comparadas con edades calculadas por métodos hidráulicos (Kazemi et al., 2006), en base a las velocidades de circulación determinadas y a la distancia al área donde se estiman que se están recargando estos sistemas y también por métodos indirectos a través de los isótopos estables, ^2H y ^{18}O .

A continuación, se expondrá una breve introducción al estudio de los isótopos estables ^2H y ^{18}O en el marco del ciclo hidrológico y de su aplicación concreta en el área de estudio. Posteriormente, en el apartado 11.1.3, se realizará una descripción similar para el radioisótopo ^{14}C .

11.1.1 ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DE AGUA: ^2H y ^{18}O

El ^2H y el ^{18}O son isótopos livianos estables, es decir, no sufren cambios en sus propiedades nucleares con el transcurso del tiempo. La abundancia promedio de los isótopos estables del hidrógeno fue establecida por Way et al. (1950) y la del oxígeno por Nier (1950). De todas las combinaciones posibles de ^2H y ^{18}O en las moléculas de agua, las más abundantes en la naturaleza son: H_2^{16}O , $^2\text{HH}^{16}\text{O}$ y H_2^{18}O . La sustitución del ^1H y del ^{16}O por ^2H y ^{18}O en la molécula de agua produce diferencias en aquellas propiedades controladas directamente por la masa molecular, tales como densidad, presión de vapor, velocidad de difusión, etc. (IAEA, 1981). Estas diferencias hacen que, tanto en la naturaleza como el laboratorio, se produzcan redistribuciones de los distintos isótopos entre fases o compuestos químicos presentes en el sistema. Esta acomodación hacia un estado de equilibrio, estable o inestable, que no afecta por igual a ambas especies isotópicas, se conoce bajo la denominación de fraccionamiento isotópico (Panarello, 1987). Consecuentemente, podemos definir al fraccionamiento isotópico como la diferencia en la concentración de los isótopos de un mismo elemento entre dos o más compuestos químicos o fases en mutuo intercambio isotópico.

La diferencia en las masas de las moléculas de agua hace que éstas sufran un fraccionamiento isotópico característico como parte integrante del ciclo hidrológico, debido a que las especies que tienen moléculas isotópicamente más livianas poseen una presión de vapor mayor, por lo que “evaporan” preferencialmente, es decir poseen una velocidad mayor para escapar a la fase vapor que las especies que tienen moléculas más pesadas, las cuales tienden a quedar concentradas en el líquido remanente que sufrió el proceso de evaporación (Gat, 1980).

Por otro lado, las especies moleculares más pesadas del vapor de agua poseen presión de vapor menor, por lo tanto, tienen una mayor velocidad de condensación que las especies moleculares livianas. De este modo, el vapor de agua de la nube va disminuyendo su contenido de ^2H y ^{18}O respecto al agua de mar, como se verá más adelante y el líquido condensado que se forma de ese vapor se encuentra enriquecido en ^2H y ^{18}O .

La composición isotópica de cualquier elemento cuyo isótopo sufre fraccionamiento es universalmente expresado como la relación “R” que es el cociente entre el número de moléculas que contienen a la especie menos abundante (en general la más pesada) y el número de moléculas que contienen a la especie más común (en general la más liviana). Para el caso del oxígeno es $R^{18} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, y para el hidrogeno es $R^2 = ^2\text{H}/^1\text{H}$. Estas relaciones isotópicas son medidas por espectrometría de masas y son expresadas en forma relativa respecto a una referencia que, para los isótopos del agua, es la composición isotópica media del agua de mar (SMOW, actualmente V-SMOW) (Craig, 1961 a y Gonfiantini, 1978). Esta desviación isotópica, delta (δ) se define como:

$$\delta^{18}\text{O} \text{‰} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{referencia}}}{R_{\text{referencia}}} \times 10^3 \qquad \delta^2\text{H} \text{‰} = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{referencia}}}{R_{\text{referencia}}} \times 10^3$$

Si δ es positivo indica que la muestra tiene una relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ó $^2\text{H}/^1\text{H}$ mayor que la referencia, expresando un enriquecimiento en ^{18}O ó ^2H respecto al mismo. Si δ es negativo, en cambio, indica que la muestra se encuentra empobrecida en el isótopo pesado ($R_{\text{muestra}} < R_{\text{referencia}}$) respecto del patrón (V-SMOW).

Los procesos de evaporación y condensación son los principales determinantes del fraccionamiento isotópico en el ciclo del agua. Si existe equilibrio entre las fases y el vapor es removido constantemente, el fraccionamiento se produce de acuerdo con la ecuación de Rayleigh (Rayleigh, 1896), que caracteriza y define los procesos de destilación fraccionada, obedeciendo a ecuaciones de tipo exponencial que describen la partición de los isótopos entre dos reservorios, mientras uno disminuye su tamaño. La condensación del vapor de agua en la naturaleza ocurre siempre en condiciones de equilibrio, debido a que se produce con gran lentitud. Por el contrario, la evaporación se comporta como un proceso progresivo de no equilibrio, donde el agua se enriquece en ambos isótopos (^2H y ^{18}O), dependiendo del contenido de humedad (Gat, 1980). A mayores contenidos de humedad resulta un menor fraccionamiento. Si los cambios de estado ocurren en condiciones de equilibrio, el factor de fraccionamiento isotópico (α) que depende de la temperatura se describe como el cociente de las relaciones isotópicas ($\alpha = R_{\text{líquido}}/R_{\text{vapor}}$) de las fases consideradas. Por convención α se expresa en términos de la relación líquido-vapor (evaporación) o sólido-líquido (condensación), resulta en valores cercanos a 1.

El ciclo hidrológico es un proceso continuo en el que una partícula de agua evaporada del océano vuelve al mismo después de pasar por las etapas de precipitación, escorrentía superficial y subterránea. El punto de partida para describir entonces los procesos hidrológicos es el océano que contiene el 97% de las aguas presentes en la superficie terrestre. Los océanos tienen una

composición isotópica homogénea, excepto en áreas de tamaño reducido, donde se pueden producir variaciones considerables debido a la acumulación de aguas continentales (desembocaduras de ríos de alto caudal) o al efecto de evaporación (mares interiores, bahías muy cerradas). Las variaciones isotópicas dentro de los océanos son relativamente menores y no exceden en muchos de los casos $\pm 2 \text{ ‰}$ en ^{18}O (IAEA, 1981). De acuerdo con Gonfiantini (1999) las aguas oceánicas tienen variaciones sólo del 1 ‰ para $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y de 10 ‰ para $^2\text{H}/^1\text{H}$.

El estudio de los isótopos en precipitación es de particular importancia debido a que el agua de lluvia es el principal factor de recarga de los sistemas hidrológicos. Existe una clara relación lineal entre los contenidos de ^2H y ^{18}O en aguas meteóricas no afectadas por evaporación (Friedman, 1953, Craig, 1961b). Si esta información es volcada en un gráfico $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, se observa que los datos se agrupan en una banda lineal, que permite definir la llamada línea de aguas meteóricas global o mundial (LAM), cuya relación responde a la ecuación $\delta^2\text{H} (\text{‰}) = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) + 10$ (Craig, 1961 b). Dansgaard (1964) utilizó la correlación lineal $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para relacionar la composición isotópica de cualquier muestra de agua con la línea de aguas meteóricas y definió el parámetro conocido como exceso de deuterio (d): $d = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$, donde "d" es la ordenada al origen, parámetro inherente al vapor original y es la propiedad más útil para caracterizar su origen y diferenciar procesos de equilibrio de los de no equilibrio. En la mayoría de las precipitaciones continentales $d = +10\text{‰}$. El exceso de deuterio refleja la humedad relativa de las masas de vapor atmosférico que originan las precipitaciones (Merlivat y Jouzel, 1979). Un valor negativo de "d", si bien es raro que ocurra, puede indicar que no hay equilibrio y por lo tanto el fraccionamiento es cinético. Gonfiantini (1999) confirmó que en cualquier lugar del mundo la composición isotópica del H y O en precipitaciones obedece a la relación lineal del tipo $\delta^2\text{H} = a \cdot \delta^{18}\text{O} + b$, donde a varía de 6,5 a 8 y b de 0 a 30, dependiendo del origen e historia previa de la masa de aire, estación, altitud y latitud, características climáticas, etc. De esta manera, se pueden definir líneas meteóricas locales que reflejan diferentes condiciones meteorológicas y que, en definitiva, permiten caracterizar la función de entrada en los sistemas hidrológicos en distintas regiones.

Otro proceso que afecta a la composición isotópica de las lluvias es la evaporación tanto desde cuerpos de agua superficiales (formación de nubes) como de las gotas de lluvia debajo de la base de la nube, ya que el efecto cinético hace que las moléculas de H_2^{18}O queden retenidas preferentemente en el líquido y su concentración aumenta más rápidamente que la de $^2\text{H}\text{H}\text{O}$. Como resultado, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se modifican a lo largo de una recta de menor pendiente (entre 4 y 6), llamada línea de evaporación. El valor de la pendiente depende de la humedad relativa, de manera que, a bajos valores de humedad, la evaporación cinética es mayor (Gat, 1981, Gonfiantini, 1986). En estos casos el exceso de deuterio tiene valores menores que 10‰.

El fenómeno de destilación fraccionada en conjunción con los efectos reservorio causados por la remoción preferencial de los isótopos pesados durante la condensación, resulta en variaciones del contenido isotópico durante la precipitación en diferentes zonas de la superficie terrestre. Dansgaard (1964) determinó que los factores críticos en la composición isotópica de la

precipitación son el origen de la masa de vapor y la temperatura en la cual tiene lugar la condensación. De este modo, las variaciones medidas en las precipitaciones están relacionadas con factores geográficos y climáticos, quedando la composición isotópica media anual de las aguas meteóricas fuertemente relacionada con la temperatura media anual del aire (válido para latitudes altas y medias). Asimismo, comprobó la relación con la cantidad de precipitación y con la penetración de los frentes de humedad dentro del continente. Todas las revisiones e investigaciones posteriores confirmaron las variaciones espaciales y temporales observadas (Albero y Panarello 1981, Rozanski et al., 1993, Rozanski y Araguás-Araguás, 1995, Araguás-Araguás et al., 1996, Panarello et al., 1998, Dapeña y Panarello, 2004, entre otros). Dansgaard (1964) denominó a estas variaciones “efectos”, pudiéndose distinguir aquellos de latitud, continental, de altitud, de cantidad y estacional.

Si los procesos de evaporación se producen a partir del océano (reservorio infinito) la composición de la fase líquida no se verá afectada. Si por el contrario lo hace desde un lago, embalse o mar interior (reservorios finitos), se produce empobrecimiento isotópico en el vapor y la fase líquida queda enriquecida (Gonfiantini 1986, Gat y Bowser 1991).

Fontes (1980) estableció que las lluvias individuales muestran una composición isotópica con una amplia dispersión, pero que converge en el promedio anual dentro de las fluctuaciones climáticas normales de un año a otro.

La composición isotópica del agua subterránea en climas templados refleja con buena aproximación la composición isotópica del promedio de la precipitación de una localidad (Gat y Tzur, 1967). El proceso de transporte del agua del océano hacia los continentes lleva consigo la producción de cambios de estado que dan origen al fraccionamiento isotópico del agua. Independientemente de ese fraccionamiento, la composición isotópica del agua se modifica también por efecto de mezclas de aguas de diferente composición, así como por otros fenómenos tales como difusión, intercambio isotópico, etc. (Gat, 1983). Estas modificaciones serán tanto más importantes cuanto mayor sea el tiempo de permanencia del agua en superficie, que depende, a su vez, de la permeabilidad de los materiales superficiales del suelo. Si la permeabilidad es elevada, la infiltración es rápida y la composición isotópica del agua infiltrada puede ser idéntica o similar a la de las precipitaciones. En caso contrario, se produce evaporación previa y el agua infiltrada es más pesada. Una vez que se infiltra a profundidades mayores de 3 ó 4 m, deja de estar sometida al proceso de evaporación y por lo tanto su composición isotópica se mantiene constante. Esto no se cumple en zonas desérticas donde la influencia de la evaporación se distingue hasta varios metros de profundidad (Zimmermann et al., 1967). Por otro lado, la composición isotópica de las aguas subterráneas puede modificarse por mezcla con aguas de diferentes procedencias y en el caso de aguas sometidas a altas temperaturas, por intercambio isotópico entre el oxígeno del agua y el de las rocas. Es decir, que la composición isotópica de cualquier muestra de agua tomada sobre el continente depende de su historia anterior.

11.1.2 ISÓTOPOS ESTABLES DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN AGUA: ^{13}C

El carbono tiene dos isótopos estables, el ^{12}C y el ^{13}C cuya abundancia es del 98,9% y 1,1% respectivamente. Como se estableció en el ítem de los isótopos del hidrógeno y del oxígeno, la composición isotópica de cualquier elemento cuyo isótopo sufre fraccionamiento es universalmente expresada como la relación “R” que es el cociente entre el número de moléculas que contienen a la especie menos abundante (en general la más pesada) y el número de moléculas que contienen a la especie más común (en general la más liviana). Para el caso del C es $R^{13} = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Estas relaciones son medidas por espectrometría de masas y son expresadas como desviación isotópica (δ) respecto a una referencia que para los isótopos del C es la de Pee Dee Belemnite (PDB, actualmente V-PDB):

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ muestra}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ referencia}} \right) \times 1000$$

En la naturaleza, como resultado de procesos fraccionamiento, tanto cinéticos como de equilibrio, su relación isotópica experimenta una variación natural de casi el 100‰. En la vegetación, el fraccionamiento isotópico del ^{13}C se produce durante el proceso de asimilación fotosintética de las plantas de manera que el C asimilado se empobrece en ^{13}C . Este fraccionamiento es diferente de acuerdo a si el ciclo fotosintético es C_3 (Ciclo de Calvin-Benson) o C_4 (Ciclo de Hatch – Slack). En climas templados las plantas utilizan el mecanismo C_3 (generalmente árboles), que generan un CO_2 con $\delta^{13}\text{C} \approx -21$ a -25 ‰. En cambio, el grupo de las plantas de la caña de azúcar (maíz, sorgo, entre otros) asimilan el C mediante un proceso C_4 , con un fraccionamiento menor de $\delta^{13}\text{C} \approx -10$ a -14 ‰ (Mook, 2002). Es, por lo tanto, importante definir el tipo de vegetación de la zona de estudio, ya que controla el valor de $\delta^{13}\text{C}$ del carbono disuelto en el agua de la zona no saturada (Escuder *et al.*, 2009).

En el CO_2 atmosférico, en el siglo XIX, antes de la era industrial, el $\delta^{13}\text{C}$ presentaba valores inicialmente más enriquecidos que el actual, del orden de $-6,5$ ‰. Actualmente en el aire se han medido valores de $\delta^{13}\text{C}$ más empobrecidos (entre $-7,5$ a -8 ‰) debido a que el CO_2 de la biósfera (proveniente de la descomposición de los vegetales) y el de origen antrópico (que procede de la combustión de los combustibles fósiles) se mezclan entre sí (Mook, 2002).

En la Figura 11.1 se presenta el esquema de la formación de carbono inorgánico disuelto en el agua subterránea a partir del carbonato y el CO_2 del suelo. Este es el principal proceso responsable del contenido de carbonatos en el agua subterránea y de los posteriores componentes del ciclo del agua (Mook, 2002)

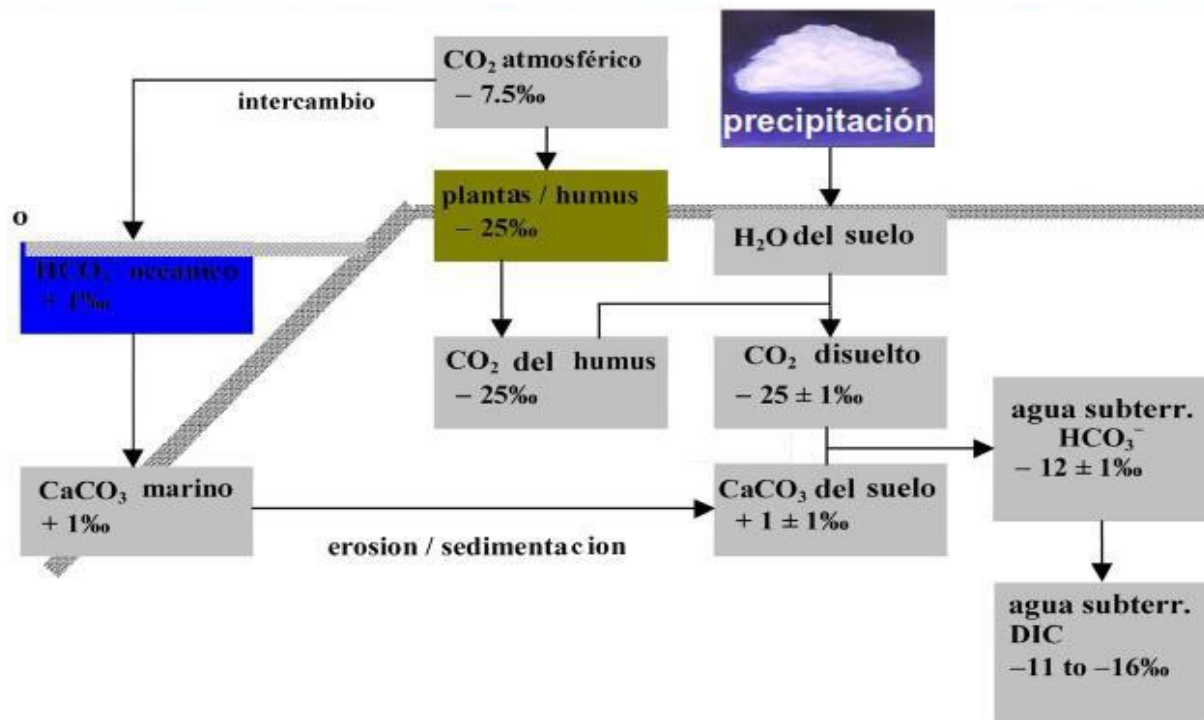


Figura 11.1 Esquema de la formación del Carbono Inorgánico Disuelto en el agua subterránea (tomado de Mook, 2002).

En las calizas de origen marino, el $\delta^{13}\text{C}$ es de $\approx 0\text{‰}$. En las aguas subterráneas ingresa a través del suelo (carbono fijado por fotosíntesis), donde entra en solución como carbono inorgánico disuelto (CID: $\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$). Este $\delta^{13}\text{C}$ puede variar entre valores muy enriquecidos (+13 a +15 ‰) a muy empobrecidos (-25 ‰). Esto se debe principalmente a que este carbono disuelto procede de la disolución de minerales, del humus del suelo y de la descomposición de la materia vegetal (Mook, 2002; Escuder *et al.*, 2009) (Figura 11.1). En el agua subterránea y en los arroyos y ríos que reciben aporte de éstas, el $\delta^{13}\text{C}$ del CID presenta valores en un rango de -11 a -16 ‰ (Mook, 2002).

En general, cuando el agua del suelo con CO_2 (con $\delta^{13}\text{C} \approx -23$ a -25‰) ingresa en un sistema abierto y disuelve los carbonatos del terreno ($\delta^{13}\text{C} \approx 0 \text{‰}$ VPDB), cabría esperar para el agua resultante valores de $\delta^{13}\text{C} \approx -15 \text{‰}$ VPDB, si durante la reacción se consume todo o gran parte del CO_2 . (Figura 11.2). En el caso de que sólo reaccionara una parte del CO_2 la composición isotópica del agua resultante debe ser calculada mediante un balance de masas, a partir del cual se obtiene un factor que corresponde a esa fracción de CO_2 biogénico que se consumió en la reacción (ver método de *corrección isotópica de Pearson*).

El ^{13}C es utilizado para la corrección de edades estimadas con ^{14}C . A la hora de definir la actividad estándar como durante el tratamiento de los datos de ^{14}C , se deben *normalizar* todos los valores de ^{14}C respecto al mismo valor de $\delta^{13}\text{C}$. Según un acuerdo internacional, a todos los resultados del ^{14}C se les ha de corregir la desviación del valor $\delta^{13}\text{C}$ respecto del -25‰, a excepción del Ox1 que ha de ser corregido respecto del -19‰ (Mook, 2002).

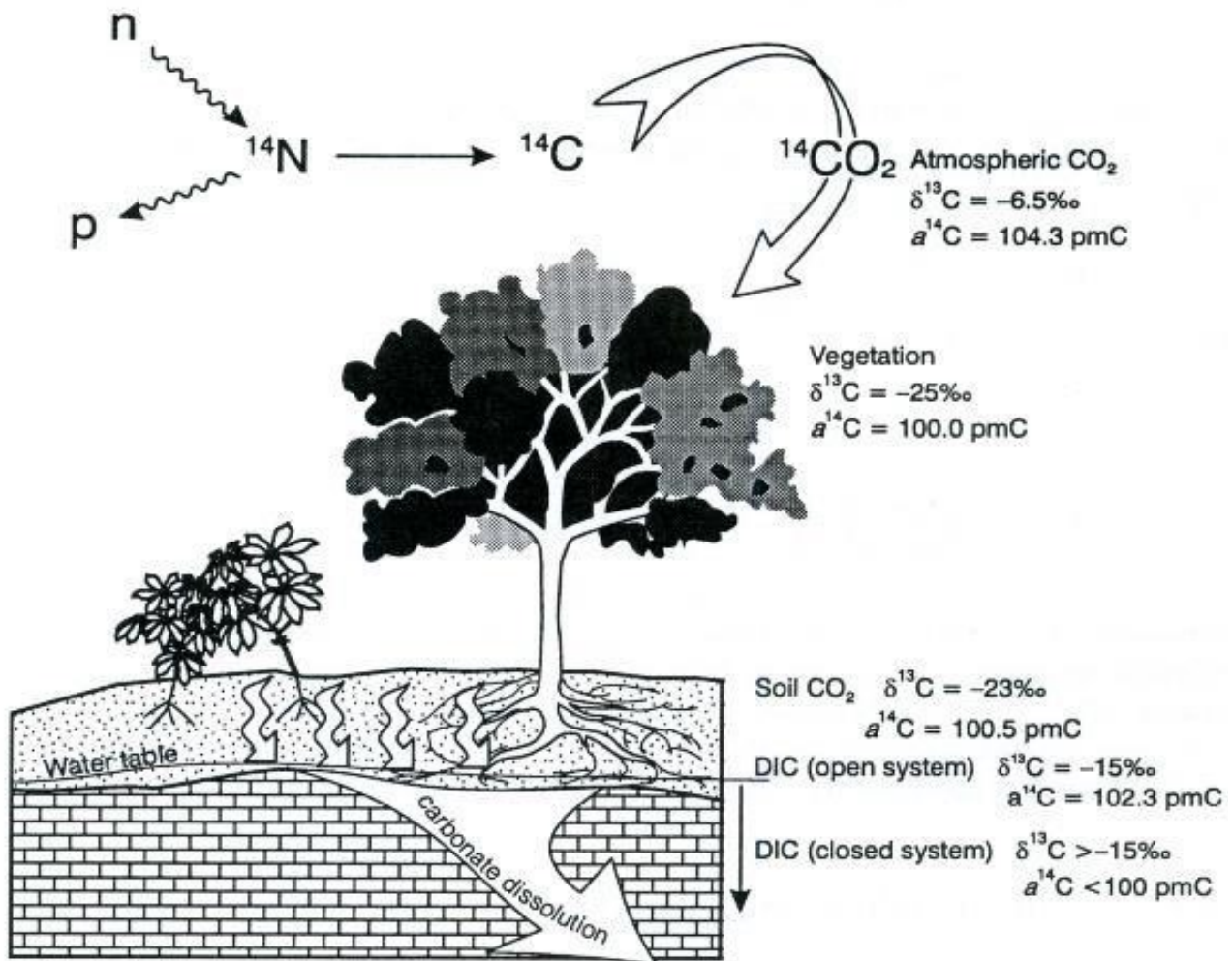
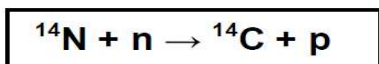


Figura 11.2 Fraccionamiento isotópico de ¹³C y actividad de ¹⁴C en partes de C moderno (pmC)

11.1.3 ISÓTOPOS RADIOACTIVOS DE SUSTANCIAS DISUELTAS EN EL AGUA: ¹⁴C

El ¹⁴C es el isótopo radiactivo del carbono y su abundancia es <10-12 % del C total. En 1946, Libby descubre el ¹⁴C en la atmósfera y determina su período de semidesintegración en 5568 años, que luego fue ajustado en (5730± 40) años (Godwin, 1962). Posteriormente, en la década del 50 junto con sus colaboradores desarrolla el método de datación radiocarbónica sobre materiales de origen biológico (Plummer y Glynn, 2013). Esta metodología revoluciona la investigación en diversos campos como la arqueología y geología del cuaternario, estableciendo edades y cronologías de eventos ocurridos en los últimos 45.000 años.

El ¹⁴C se forma naturalmente en la región de transición entre la estratosfera y la troposfera (a unos 12 km por encima de la superficie terrestre), por una variedad de reacciones nucleares (los rayos cósmicos producen neutrones que interactúan con los isótopos estables del oxígeno, nitrógeno y carbono). Estos neutrones reaccionan con las partículas atmosféricas, especialmente el nitrógeno (por ser el más abundante) y producen la desintegración del mismo dando como resultado el ¹⁴C y un núcleo de hidrógeno en reacciones como:



El ^{14}C así formado se oxida a $^{14}\text{CO}_2$; posteriormente estas moléculas de $^{14}\text{CO}_2$ se mezclan rápidamente en la atmósfera y la hidrosfera y logran niveles constantes de concentración que representan un estado de equilibrio dado por la continua producción de ^{14}C en la atmósfera y su continuo decaimiento. Estas moléculas se incorporan a las plantas a través de la fotosíntesis y a los tejidos de los animales y el hombre por ingestión de plantas, huevos y otros animales a través de las cadenas tróficas, donde la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ se mantiene estacionaria. Cuando los seres vivos mueren la absorción de ^{14}C cesa, el balance se rompe y la concentración de ^{14}C comienza a disminuir por decaimiento. (Figura 11.3).

En las aguas subterráneas ingresa a través del suelo (carbono fijado por fotosíntesis), donde puede entrar en solución como carbono inorgánico disuelto (DIC: $\text{CO}_2(\text{aq}) + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) o como carbono orgánico disuelto (DOC: ácidos húmicos, fúlvicos).

El tiempo medio de permanencia del ^{14}C en la atmósfera es inferior a 5 años y su intercambio con los seres vivos es muy rápido. Debido a esta renovación tan rápida del ^{14}C en comparación con su vida media ($5730/\ln 2 = 8267$ años), la actividad específica (Bq por gramo de carbono) del mismo en la atmósfera y en todos los seres que participan del ciclo biológico se mantiene constante para cualquier lugar de la Tierra. Dicha actividad específica ha tenido hasta finales del siglo XIX un valor medio de 13,58 desintegraciones por minuto por cada gramo de carbono (Pálamos, 2002). Posteriormente, ha experimentado cambios importantes debido a la ingesión de ^{14}C artificial en la atmósfera.

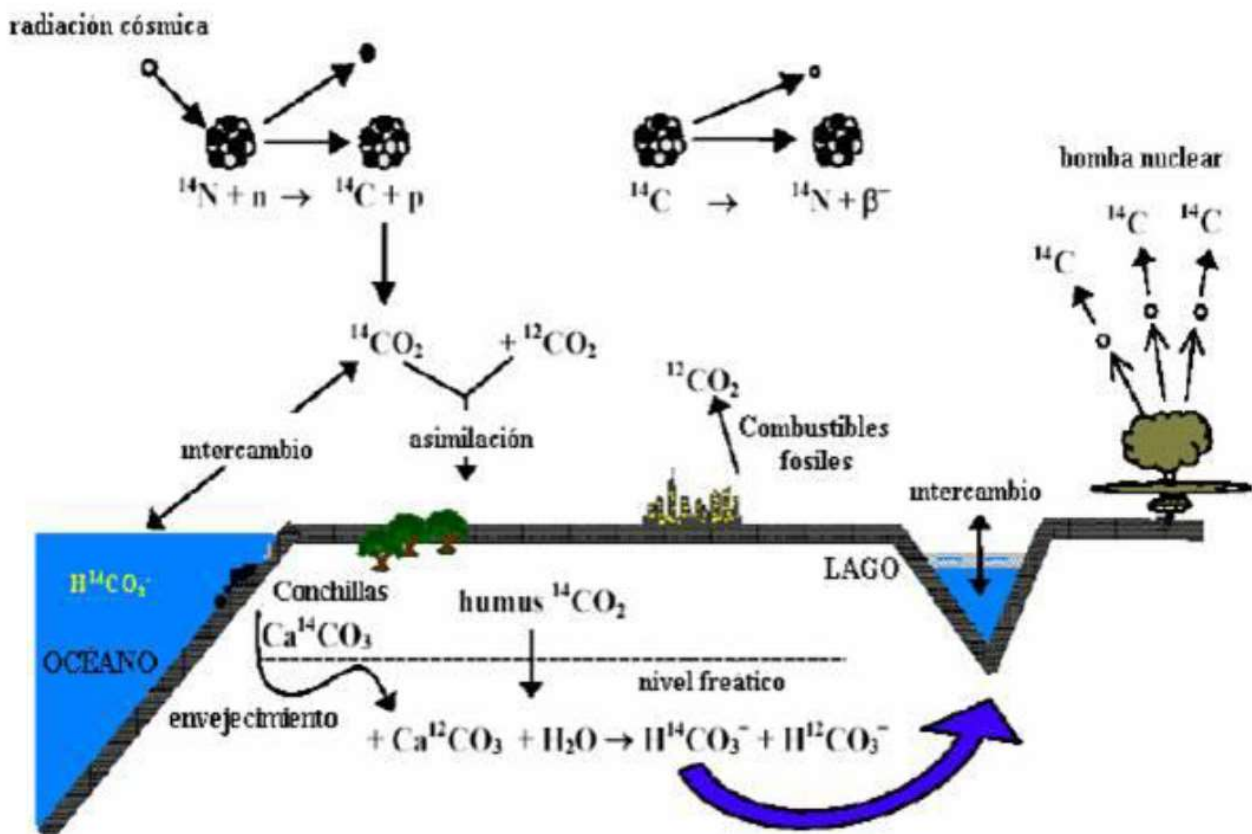


Figura 11.3 Origen y distribución del ^{14}C en la naturaleza (tomado de Mook, 2002).

El origen artificial de ^{14}C está asociado a la liberación en la atmósfera de grandes cantidades de ^{14}C generadas por las explosiones nucleares ocurridas entre 1953-1963. Este suceso produjo un aumento de la concentración de ^{14}C en el aire, en la vegetación, en el CO_2 biogénico y en el agua subterránea (Figura 11.3):

Por otra parte, la combustión de los combustibles fósiles (carbón, gas, petróleo) a partir de la revolución industrial, alrededor del año 1.800 incrementó la concentración de CO_2 sin ^{14}C en la atmósfera y de esta manera la proporción $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ disminuyó alrededor de un 10%. Este es el denominado Efecto Suess, donde la materia viva antes de 1.952 contenía la misma proporción de ^{14}C con una variabilidad de $\pm 10\%$ (Escuder et al., 2009).

Los principios de la datación se basan en la desintegración de un nucleido padre en otro hijo y la medición de su acumulación. En el caso del ^{14}C el isótopo hijo es el ^{14}N y se desintegra emitiendo una partícula β^- (electrón) con una energía de emisión de 156 Kv (Figura 11.4), de acuerdo con la siguiente reacción:

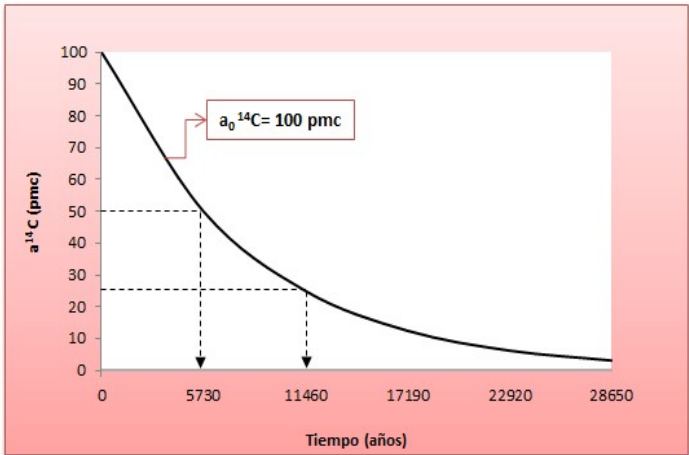
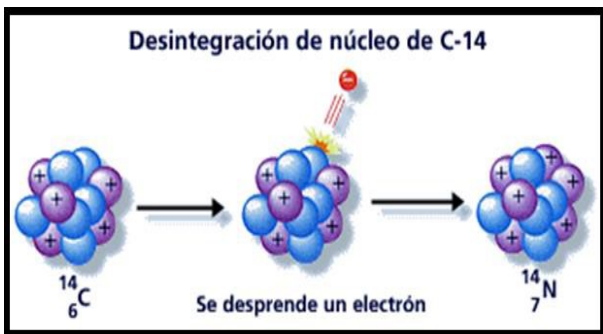
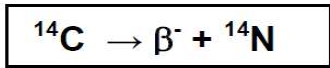


Figura 11.4 (Izq.) Desintegración del ^{14}C . (Der.) Disminución de la actividad del ^{14}C con el tiempo.

Como el ^{14}N es el isótopo más abundante en el aire se debe medir la cantidad de ^{14}C remanente. La cantidad de ^{14}C se mide determinando su actividad y esa actividad es proporcional al número de átomos. Para realizar la datación se asumen dos premisas fundamentales: 1) La concentración o actividad inicial (A_0) es una constante conocida y que ha permanecido constante en el pasado y 2) El sistema está cerrado a la ganancia o pérdida de ^{14}C , excepto a través del decaimiento radiactivo. La actividad disminuye exponencialmente con el tiempo y esa actividad, transcurrido un intervalo de tiempo, se reduce a la mitad de la anterior; esa fracción de decrecimiento se llama período de semidesintegración. Esto está representado por:

$$A_t = A_0 e^{-\lambda t}$$

Dónde: A_0 : actividad inicial del núcleo padre (^{14}C), A_t es la actividad a un tiempo t . La constante de decaimiento λ es igual a $\ln 2/t_{1/2}$, donde $t_{1/2}=5730$ años. Con el objeto de mantener la continuidad en el informe de las edades se acuerda en utilizar el antiguo valor de $T_{1/2} = 5568$ años definido por Libby (1946). Finalmente, la ecuación es:

$$t \text{ (años)} = - 8267 \ln \left[\frac{A_t \text{ } ^{14}\text{C}}{A_0 \text{ } ^{14}\text{C}} \right]$$

Actualmente se emplean tres modos de presentar las actividades del ^{14}C . En parte son análogos a los que se acordaron para los isótopos estables en las convenciones internacionales de la OIEA (Stuiver y Polach, 1977; Mook y Van der Plicht, 1999). La actividad absoluta (específica) del ^{14}C , que es la radioactividad del ^{14}C en Bq o, convencionalmente, en desintegraciones por minuto (dpm) por gramo de carbono, se expresa mediante el símbolo ^{14}A (en dpm/gC). Debido a la complejidad en la medición absoluta de la actividad del ^{14}C , se comparan las actividades de las muestras con la de estándares. Como el número de recuentos del ^{14}C de la muestra (cuentas λ de la desintegración del ^{14}C en los detectores radiométricos, tales como los contadores proporcionales y los de espectrometría de centelleo líquido, registros de la concentración de ^{14}C mediante AM) está relacionado con el número de recuentos del estándar bajo las mismas condiciones, entonces la relación se puede expresar como una relación de actividades o de concentraciones y se expresa como ^{14}a , independientemente de la técnica empleada.

En circunstancias naturales los valores de ^{14}a se encuentran entre 0 y 1. Por lo general para evitar los números pequeños, se expresan en % (tanto por ciento), lo que equivale a 10^{-2} . Por consiguiente, no se ha de introducir el factor 10^{-2} en las ecuaciones (es decir $^{14}\text{a}/10^2$).

En algunos casos las diferencias en el contenido de ^{14}C entre las muestras consideradas son despreciables, por este motivo se utilizan relaciones que definen abundancias relativas. En el caso del contenido relativo de ^{14}C (actividad o concentración), $\delta^{14}\text{C}$, definido como la diferencia entre el contenido de ^{14}C de la muestra (^{14}A) y el material de referencia ($^{14}\text{A}_{\text{Ref}}$), se expresan como una fracción del valor de referencia:

$$\delta^{14}\text{C} = \frac{{}^{14}\text{A} - {}^{14}\text{A}_{\text{Ref}}}{{}^{14}\text{A}_{\text{Ref}}} = \frac{{}^{14}\text{A}}{{}^{14}\text{A}_{\text{Ref}}} - 1 = {}^{14}\text{a} - 1$$

En todos los casos el estándar de referencia para la actividad de la materia orgánica moderna, distribuido por el NIST (Instituto Nacional de Ciencia y Tecnología, antes NBS), es el ácido oxálico-1 ($\delta^{13}\text{C}=-19\text{‰}$ VPDB) basado en el 95% de la actividad específica original y se expresa de la siguiente manera:

$${}^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{estandar}} = 0,95 \text{ } {}^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{Oxi1}} = 13,56 \pm 0,07 \text{ dpm/g C} = 0,226 \pm 0,001 \text{ Bq/gC}$$

Como los aportes originales de ácido oxálico-1 (Ox-1) se agotaron, el NIST proporcionó un nuevo lote de ácido oxálico-2 ($\delta^{13}\text{C} = -17,6\text{‰}$ VPDB), estableciendo una relación entre la actividad del ^{14}C y la del Ox-1 original, mediante la siguiente ecuación:

$$^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{Oxi2}} = (1,2736 \pm 0,0004) ^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{Oxi1}}$$

Ambas actividades se refieren al año 1950. De este modo, la actividad estándar viene dada por la siguiente igualdad:

$$^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{estandar}} = 0,7459 ^{14}\text{A}^{\circ}_{\text{Oxi2}}$$

Donde los valores $^{14}\text{A}^0$ para el Ox-1 y el Ox-2 representan la actividad del material en el año 1950, independientemente del momento en el que se hicieron las medidas.

En la actualidad, existen dos métodos utilizados para la determinación analítica de la actividad de ^{14}C . Por un lado, se dispone del contador de centelleo líquido (por ejemplo, el de Geiger-Müller), que cuenta las partículas β^- emitidas durante el decaimiento radiactivo del ^{14}C y tiene un alcance analítico de hasta 30.000 años (5 periodos de semidesintegración). Por otro lado, se cuenta con la determinación de la actividad del ^{14}C con el espectrómetro de masas combinado con un acelerador de partículas (AMS). Este método junto con técnicas de enriquecimiento isotópico ha permitido en algunos casos dataciones sobre materiales orgánicos (maderas, carbones) de hasta 75.000 años Antes del Presente (AP ó BP en inglés) (Stuiver et al., 1978). En general los valores estándar en la mayoría de los laboratorios, son de 35.000 a 40.000 años.

11.2 APLICACIÓN DE ISÓTOPOS ESTABLES PROPIOS DE LA MOLÉCULA DEL AGUA

11.2.1 COMPORTAMIENTO DEL ^2H Y ^{18}O EN LOS SISTEMAS HIDROLÓGICOS (PRECIPITACIONES, AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRÁNEAS) DEL ÁREA DE ESTUDIO.

11.2.1.1 COMPORTAMIENTO DEL ^2H Y ^{18}O EN LAS PRECIPITACIONES

El colector de lluvia de Río Cuarto funciona desde el 2006 y forma parte de la red nacional de colectores de isótopos en precipitación creada por INGEIS en el marco de la GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) (Dapeña y Panarello, 1999, 2005; 2008, IAEA, 2002). Esta información isotópica ha permitido obtener datos que se consideran adecuadamente representativos sobre la función de entrada principal a los sistemas hidrológicos para un amplio sector de la llanura cordobesa (Cabrera et al., 2013).

La composición isotópica de las precipitaciones de Río Cuarto muestra una gran dispersión con valores de $\delta^{18}\text{O}$ (mín. = $-11,4\text{‰}$ y máx. = $+0,4\text{‰}$) y $\delta^2\text{H}$ (mín. = -84‰ y máx. = $+14,7\text{‰}$) en

las muestras correspondientes a los meses de los distintos años registrados. Cabrera et al., (2013) han demostrado que estas variaciones muestran su dependencia con los parámetros meteorológicos y destacan que las precipitaciones son más enriquecidas en primavera-verano, principalmente en primavera, que en otoño-invierno, vinculado principalmente con la temperatura y que en aquellos meses de verano que muestran empobrecimiento, la causa podría estar vinculada al efecto cantidad (para lo cual haría falta contar con muestras diarias de las lluvias caídas). Estos mismos autores, y a partir de los 6 años de registro, han obtenido un promedio anual ponderado de -4,8 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$, de -24 ‰ para $\delta^2\text{H}$ y de 14 ‰ para “d” y una línea meteórica local cuya ecuación característica es ($\delta^2\text{H} \text{‰} = 8,24 \cdot \delta^{18}\text{O} \text{‰} + 14,58$). Las variaciones observadas en la composición isotópica de las precipitaciones revelan distintos orígenes de las masas de aire que producen las lluvias (Gonfiantini, 1999) y en Río Cuarto queda evidenciado por los valores de exceso de deuterio que varían entre 7 ‰ y 20‰, Los valores de “d” más elevados puede relacionarse a la ocurrencia del LLJ (Low Level Jet) que transporta humedad reciclada desde la cuenca del Amazonas (Dapeña et al., 2005, Gonzalez et al., 2009). Dapeña (2008) y Dapeña et al. (2010) observaron valores de “d” mayores a +10‰ en la precipitación de la región pampeana, relacionados al vapor reciclado desde la cuenca del Amazonas. Además, Panarello y Dapeña (2009) analizando las aguas del Río Paraná, muestran una correlación positiva entre el índice del Fenómeno del Niño (ENSO: El Niño South Oscillation phenomenon) y la variabilidad del exceso de deuterio en la cuenca del Río de la Plata. El ENSO afecta la cinética del proceso de evaporación del agua y modifica el grado en que la ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone: Zona de Convergencia Inter Tropical) se desplaza hacia el sur capturando cantidades variables de humedad reciclada enriquecida en deuterio desde la cuenca del Amazonas, precipitando luego en las áreas de la cuenca del Río de la Plata.

Cabrera (2009), Giuliano Albo (2013), Cabrera et al. (2013), Maldonado (2014) ponen en evidencia, a través de la composición isotópica del agua superficial en estos sectores, que las precipitaciones en sectores serranos y piedemonte, podrían presentarse más empobrecidas isotópicamente que en la llanura, por el efecto continental que sufren las lluvias provenientes del Atlántico o por fraccionamiento a más bajas temperaturas, incluido mayor frecuencia de eventos nivosos. En relación con los datos isotópicos de las precipitaciones recogidas en INTA Manfredi y la Estación San Francisco, los resultados pueden observarse en la Figura 11.5.

En el diagrama convencional $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ se representa la información isotópica obtenida en ambas estaciones, para los valores medidos en el período 2012-2014. En este gráfico se observa que las precipitaciones del INTA Manfredi se agrupan y alinean en una recta con una pendiente y ordenada al origen característica, cuya ecuación obtenida por regresión ortogonal es $\delta^2\text{H} \text{‰} = (7,86 \pm 0,95) \delta^{18}\text{O} \text{‰} + (14,67 \pm 1,86)$, (OIEA, 1992). En la figura 11.6 se han planteado los datos los obtenidos por Cabrera et al. (2013) en Río Cuarto (6 años de registros) y datos de la cuenca del río La Suela (INGEIS) y la de Mar Chiquita (Dapeña y Panarello, 1997) con sus respectivas líneas meteóricas. Las líneas meteóricas de Río Cuarto con la del INTA Manfredi poseen excesos de deuterio próximos a 14.

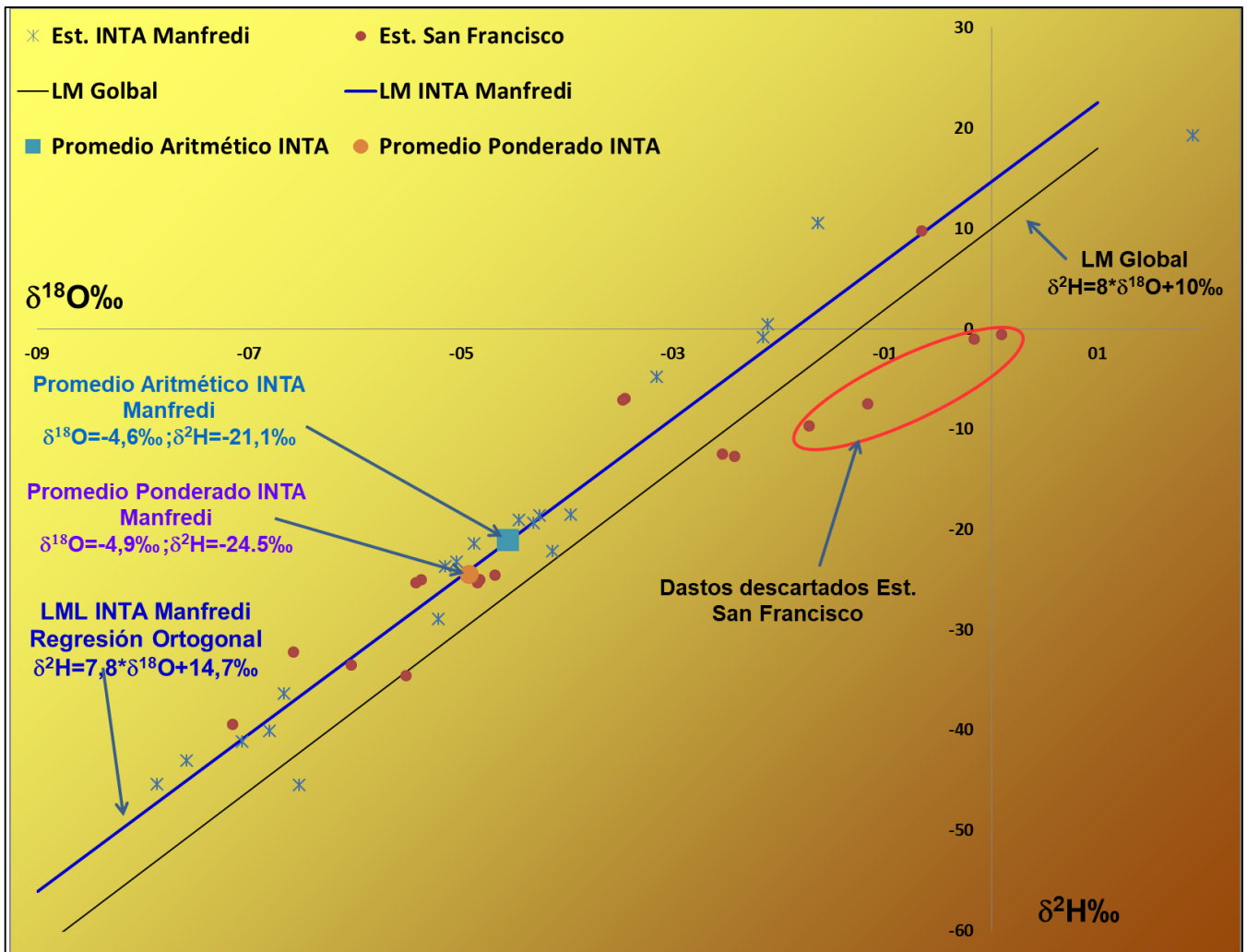


Figura 11.5 Diagrama convencional δ^2H vs $\delta^{18}O$, datos de precipitación de estaciones dentro del área.

Se destaca que los periodos de registros son diferentes y en el caso del INTA Manfredi es de tan solo 2 años, aunque es de interés utilizar la información de esta estación por estar ubicada dentro de la zona de trabajo y por haber sido obtenidos los datos para la presente tesis, igualmente, cabe aclarar que las muestras de precipitación para el período muestreado en la estación INTA Manfredi en los meses de invierno han sido muy pocas o nulas debido a las muy bajas precipitaciones para este período. Pero de los datos obtenidos queda claro que las muestras más empobrecidas se dan entre febrero y marzo, incluyendo las máximas precipitaciones y que las precipitaciones con valores intermedios de ^{18}O corresponden a los meses de primavera y otoño (Figura 11.7).

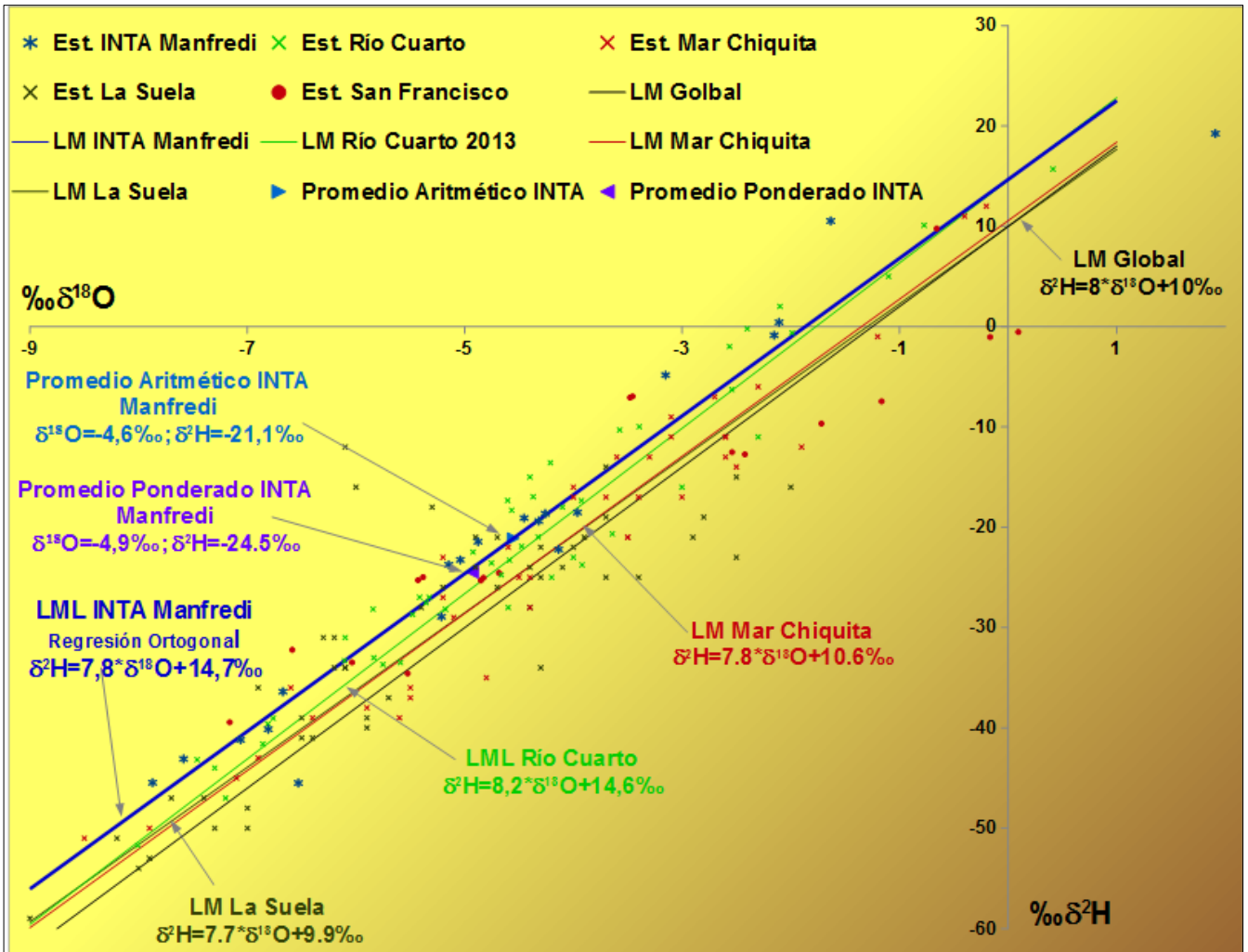


Figura 11.6 Diagrama convencional $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, con datos de precipitación regional de las estaciones Río Cuarto, La Suela, Mar Chiquita, con sus correspondientes líneas meteorológicas locales.

Los promedios ponderados del INTA Manfredi ($\delta^{18}\text{O} = -4,9\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = -24\text{‰}$) y aritmético ($\delta^{18}\text{O} = -4,6\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = -21\text{‰}$) arrojaron valores similares para $\delta^{18}\text{O}$ y levemente diferente para $\delta^2\text{H}$, debido al corto registro con que se cuenta. Por esta misma razón es que todavía es muy apresurado intentar ver tendencias en las variaciones de ^2H y ^{18}O en función de los parámetros meteorológicos.

Las variaciones observadas en los valores de exceso de deuterio (Figura 11.8), determinados en las precipitaciones de Manfredi ("d" entre +4 ‰ y +23‰), al igual que Río Cuarto, también revelan distintos orígenes de las masas de aire que

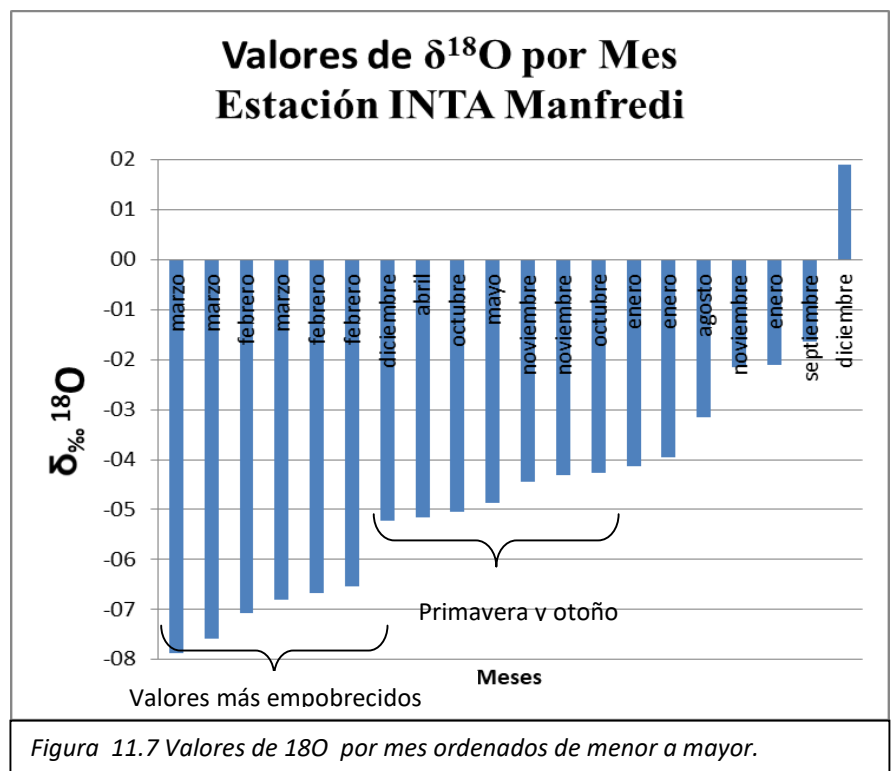


Figura 11.7 Valores de ^{18}O por mes ordenados de menor a mayor.

producen las lluvias, probablemente debido a vapor reciclado vinculado con la corriente en chorro en capas bajas (Low Level Jet), así como el fenómeno ENSO y la variación de la ITZC (Dapeña et al., 2005, Gonzalez et al., 2009).

Los datos correspondientes a la estación de la UTN San Francisco fueron desestimados para el presente informe ya que en las últimas 5 muestras ha ocurrido un error sistémico en la recolección de la muestra, posiblemente debido a que no se ha vaciado totalmente el colector después de la toma de la muestra, produciéndose el enriquecimiento isotópico de agua remanente y siguiendo la recta de evaporación.

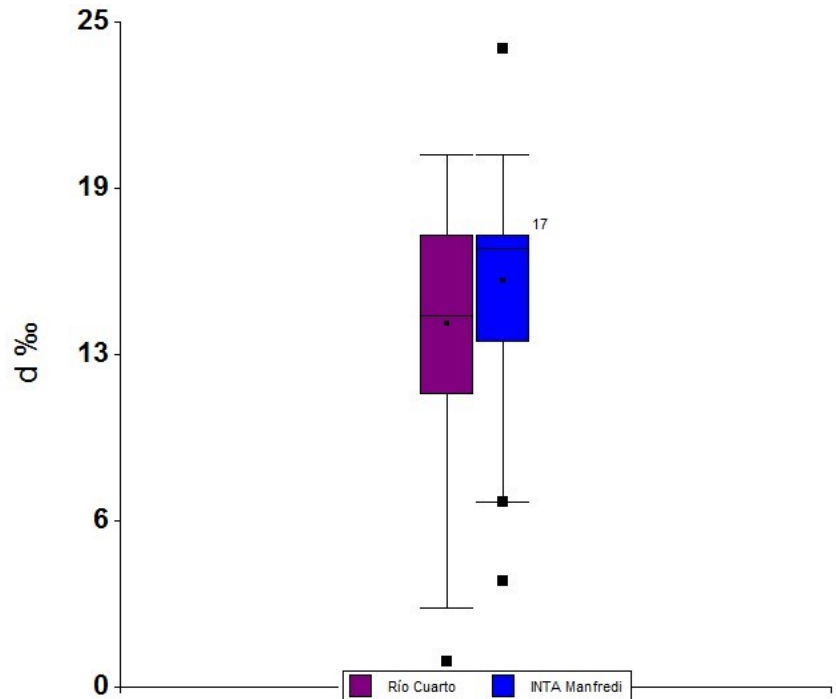


Figura 11.8 Exceso de deuterio para precipitaciones

11.2.1.2 COMPORTAMIENTO DE ^2H Y ^{18}O EN CUERPOS DE AGUA SUPERFICIALES

Cabrera (2009); Giuliano Albo (2013); Cabrera et al., (2013) y Maldonado et al. (2016 y 2018) muestran que las vertientes y arroyos de los sectores serranos y pedemontanos del Sur de Córdoba se presentan en general, más empobrecidos isotópicamente que las precipitaciones y los arroyos en la llanura, mostrando, como ya se ha comentado, la influencia de precipitaciones relativamente más empobrecidas en estos sectores serranos. Además, muestran que la mayor parte de estos sistemas fluviales serranos, se encuentran muy poco afectados por los procesos de evaporación debido al poco tiempo de permanencia del agua en estos sistemas por recarga muy reciente, a diferencia de los ríos y arroyos de llanura, sobre todo los de bajo caudal y cuerpos lagunares que muestran la influencia del proceso de evaporación que actúo sobre ellos, alineándose en general en rectas de evaporación.

En oportunidad de esta tesis de doctorado se decidió muestrear vertientes y arroyos del área serrana, correspondientes a las cabeceras de las cuencas de aporte del área de estudio, con el fin de obtener datos más precisos sobre estos cuerpos de aguas superficiales. Los datos obtenidos tanto del área de estudio y las áreas serranas se muestran en la tabla 11.1 y su ubicación se puede observar en la figura 11.9. Debe destacarse que, para evaluar los datos hidrológicos superficiales, se han incluido los datos procedentes de la cuenca del río Dulce tomados de Dapeña y Panarello 1997, dada la importancia de los aportes de este río en el modelo hidrológico conceptual.

UBICACIÓN DE MUESTRAS DE AGUA SUPERFICIAL CON DATOS ISOTÓPICO

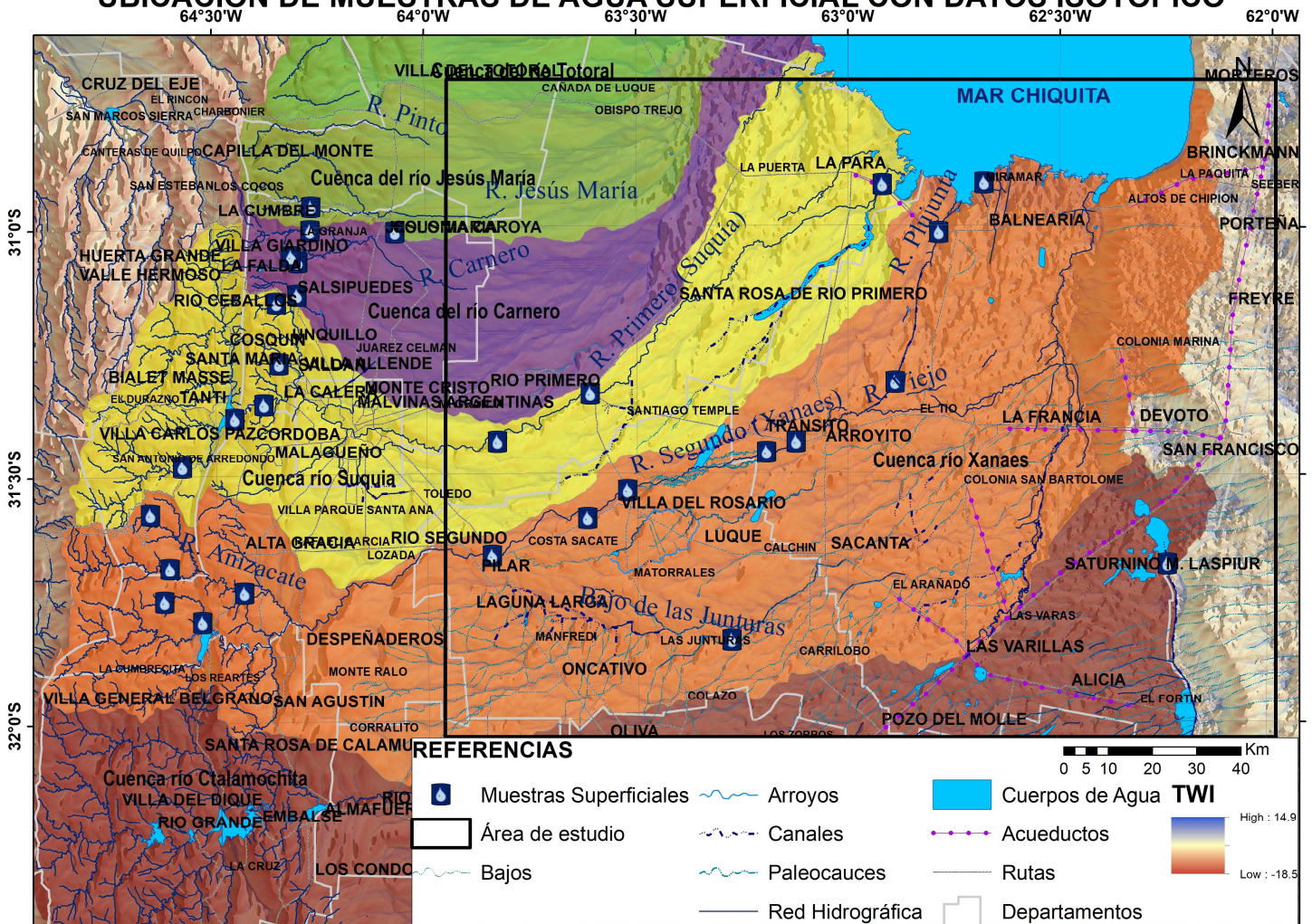


Figura 11.9 Ubicación de muestras de aguas superficiales con datos isotópicos

Se observa, en concordancia con los valores informados por los antecedentes regionales, que los sistemas serranos poseen composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ promedio= $-5,6\text{‰}$; $\delta^2\text{H}$ promedio= -29‰) que denotan origen meteórico, pero que también se encuentran algo más empobrecidas que las lluvias en la llanura (Río Cuarto, INTA Manfredi y San Francisco), acordando con los autores mencionados en que en estos sectores serranos las lluvias pueden llegar a ser más empobrecidas por efecto continental, altitud y disminución de la temperatura. Los excesos de deuterio del agua superficial del área serrana, específicamente de las cuencas de aporte fueron de $+13\text{‰}$ a $+17\text{‰}$, similares a los hallados por Giuliano Albo (2013) y Maldonado, (2018) quienes atribuye estos valores elevados de “d” a cambios en la humedad de las masas de aire (Jiménez-Martínez y Custodio 2008), posiblemente relacionados a la humedad reciclada de la cuenca de Amazonas transportada en chorro en capas bajas (LLJ: Low Level Jet; Gonzalez et al., 2009).

En los sistemas hidrológicos superficiales ubicados dentro del área de estudio el agua se encuentra más enriquecida ($\delta^{18}\text{O}$ promedio= -4.3‰ ; $\delta^2\text{H}$ promedio= -23‰) respecto a las lluvias locales (Río Cuarto: $\delta^{18}\text{O} = -4,8\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -24\text{‰}$. INTA Manfredi: $\delta^{18}\text{O} = -4.9\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = -24\text{‰}$).

Tabla 11.1 Datos y ubicación de muestras superficiales tomadas para análisis isotópicos

Nombre	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^2\text{H}\text{‰}$	d	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Ubicación
STA1	-5.1	-28	12	241	Río Xanaes
RSA1	-4.3	-22	13	2480	Arroyo Calchin
RSA5	-5.4	-26	18	161	Río Xanaes en Rincon
SJA4	0.8	7	1	9030	Canal desagüe de Freática
NeA1	-4.4	-22	13	307	Río Xanaes en V. Concepcion del Tio
RSA96	-5.2	-28	14	320	Río Suquia
RSA97	-5.0	-28	12	310	Río Xanaes y Ruta 10
RSA98	-4.8	-27	12	320	Río Xanaes y Autopista N9
RSA99	-4.7	-26	11	1112	Río Xanaes y Ruta 17
RPA97	-5.3	-30	12	1042	Río Suquia en Capilla de los Remedios
RPA98	-4.9	-30	9	1029	Río Suquia y Ruta 19
RPA99	-4.5	-26	10	1334	Río Suquia y Ruta 17
MCA2	-0.5	-5	-2	91800	Mar chiquita
SCB5	-5.5	-27	17	434	Vertiente Dique la Quebrada
R9N A1	-5.5	-28	16	624	Canal de riego Colonia Caroya
SCH A1	-5.7	-28	17	305	Arroyo Santa Lucía
NCA 1	-6.0	-32	16	389	Arroyo Suryataco (Agua de Oro)
SC6	-5.6	-29	16	302	Río La Granja
SC7	-5.6	-28	16	281	Río Ascochinga
SC8	-5.6	-30	15	418	Río Salsipuedes
SC9	-5.7	-29	17	303	Arroyo los Hornillos La Quebrada
SC10	-6.3	-36	14	199	Río Suquia despues del dique San Roque
SC11	-6.6	-37	16	191	Dique San Roque
SG1	-5.1	-26	15	122	Río Cuesta Blanca
SG2	-5.1	-25	15	163	Río La Suela
SG3	-5.4	-28	15	79	Río San José
SG4	-5.0	-27	13	153	Río San Pedro
SG5	-5.5	-30	14	115	Dique Los Molinos
SG6	-5.1	-27	14	242	Río Anisacate
SCA5	-5.4	-29	14	299	Río de Agua de Oro
INGEIS	1.3	1	-9	S/D	Río Utis
INGEIS	-2.1	-11	6	S/D	Río Dulce Paso de los Ocares
INGEIS	-1.5	-13	-1	S/D	Río Dulce Puente Paso de la Cina

Las figuras 11.10 y 11.11 muestran los valores de los ríos Suquia y Xanaes y sus respectivas líneas de evaporación.

Por otro lado, en el gráfico de dispersión $\delta^2\text{H}$ Vs $\delta^{18}\text{O}$ (figura 11.12) se observa que las muestras de la laguna Mar Chiquita, cuenca del río Dulce (Dapeña y Panarello 1997) y las del río suquia y Xanaes en la llanura, se alinean en una recta de evaporación dada por la ecuación: $\delta^2\text{H}\text{‰} = 4,98 \delta^{18}\text{O}\text{‰} - 2.2\text{‰}$. Esta **recta de evaporación** concuerda con el modelo conceptual hidrológico de la zona, en el que la laguna Mar Chiquita es alimentada en su mayor parte por aguas evaporadas procedentes del río Dulce que ha recorrido largos trayectos en diferentes provincias argentinas aportando un caudal promedio del orden de 80 m³/s. Por otro lado, si bien las aguas del río Dulce muestran evaporación, el proceso de evaporacion más importante se

produce desde la laguna. También, se encuentra una vinculación con las muestras procedentes del río Xanaes y Suquía que están menos evaporadas pero que también aportan a la laguna, aunque en menor magnitud, en el orden de caudal promedio de 20 m³/s entre ambos ríos. En el trabajo de Dapeña y Panarello 1997 se obtiene una recta de evaporación con pendiente similar, aunque el vínculo de la laguna Mar Chiquita está explicado únicamente con el río Dulce, aspecto atendible dado la importancia de este proceso.

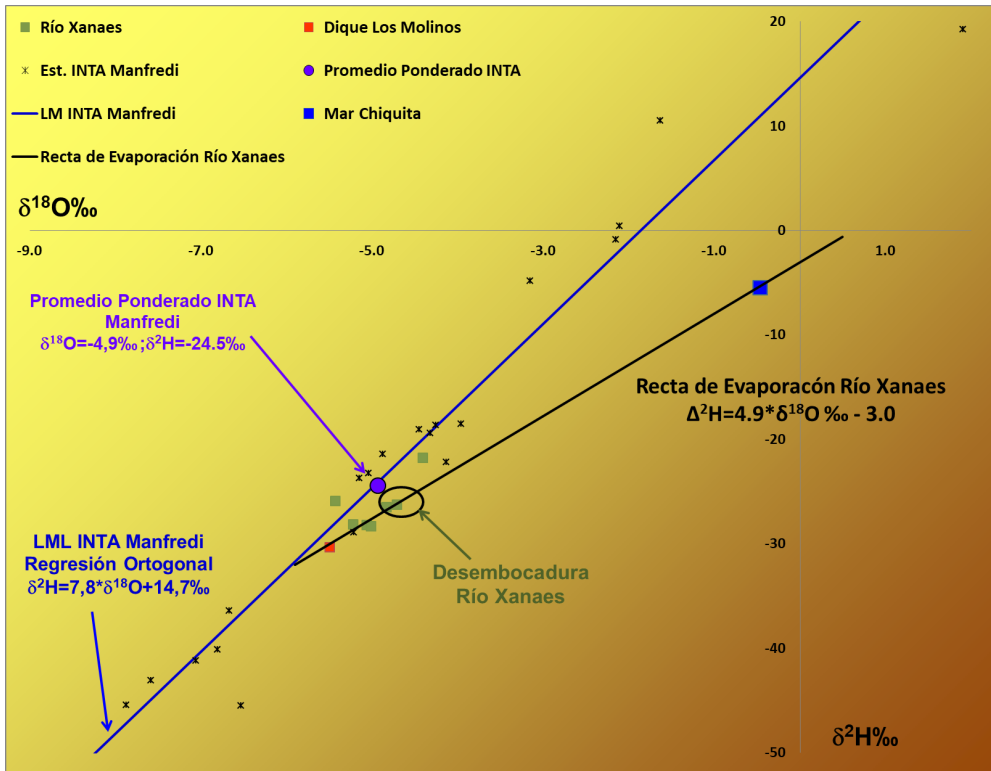


Figura 11.10 Diagrama de dispersión δ^2H Vs. $\delta^{18}O$ de río Xanaes y su recta de evaporación

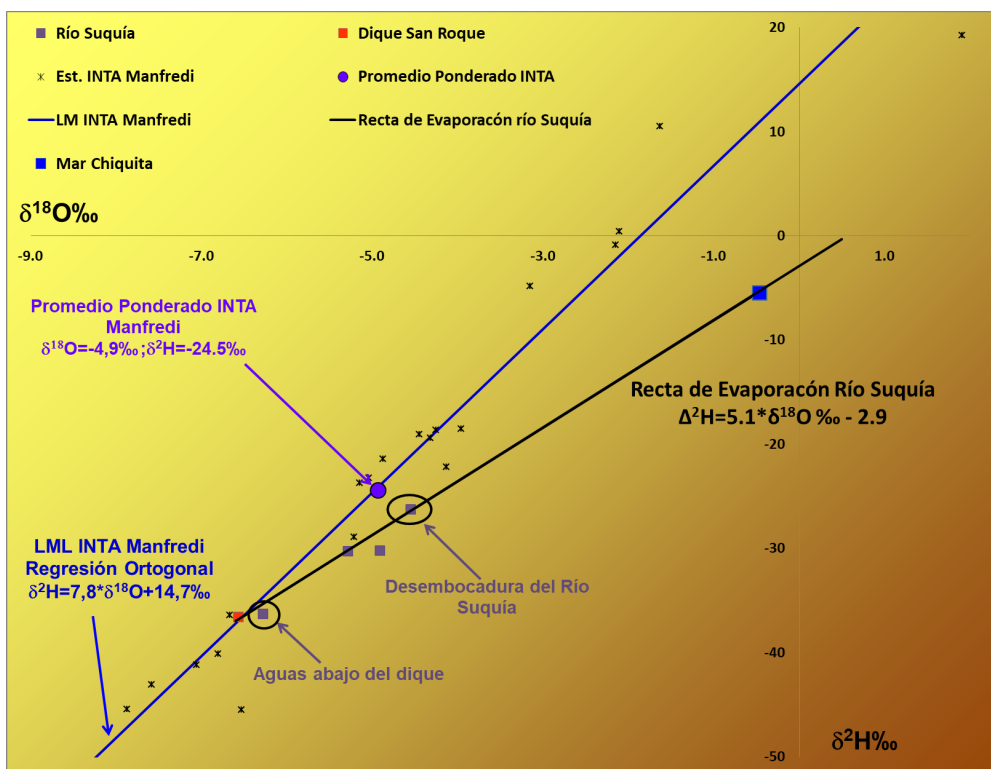


Figura 11.11 Diagrama de dispersión δ^2H Vs. $\delta^{18}O$ de río Suquía y su recta de evaporación

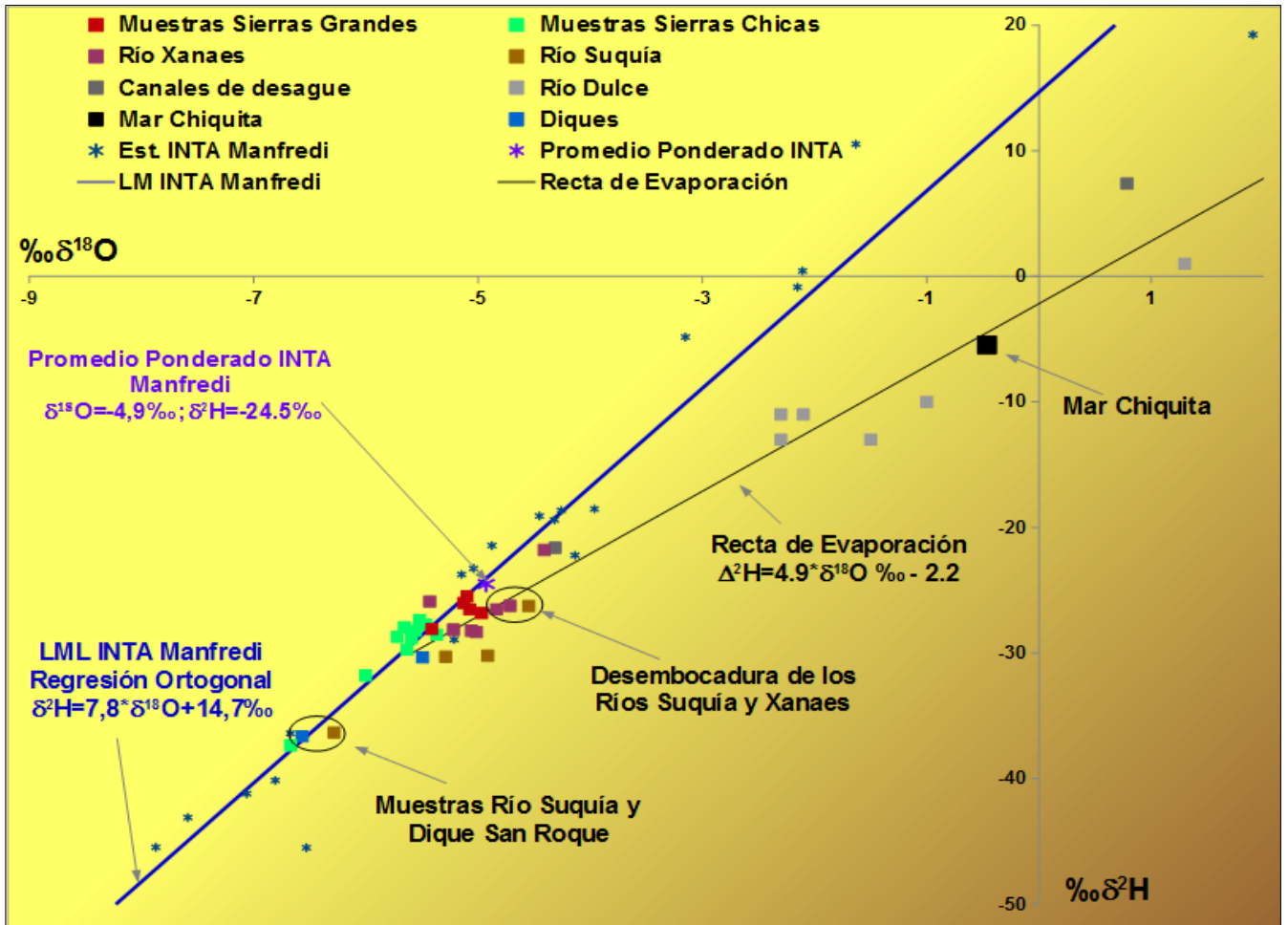
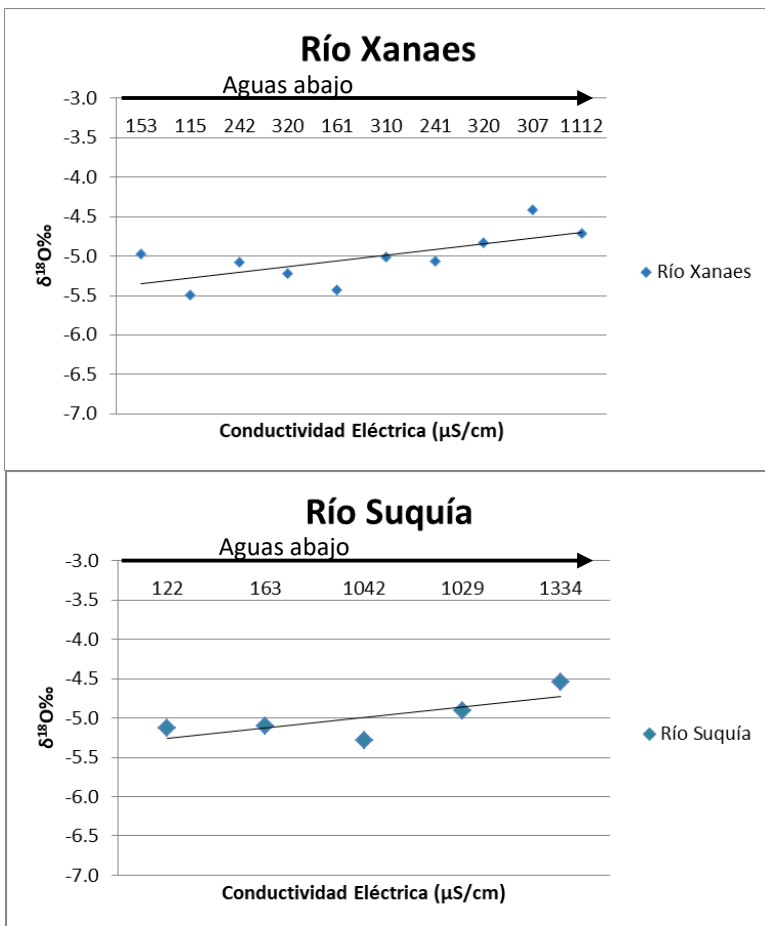


Figura 11.12 Diagrama de dispersión δ^2H Vs. $\delta^{18}O$ de los cuerpos de agua superficiales.

Los “d” del agua superficial en la zona estudiada presentaron valores desde < 0 a $+16$. Se observa, en general, que los ríos más importantes de la zona (Suquía y Xanaes), su composición isotópica responde a la de las lluvias locales y presentan “d” > 10 , mientras que los sistemas más enriquecidos isotópicamente, presentan “d” < 10 . De este modo, los valores de “d” determinados para estos cuerpos de agua superficiales, estarían indicando también procesos de evaporación, lo que acompaña a las observaciones realizadas con el diagrama $\delta^{18}O$ vs δ^2H presentado.

El sistema más enriquecido isotópicamente debido al proceso de evaporación es por lo tanto la laguna Mar Chiquita la cual además posee la mayor salinidad (CE de 91.800 a la fecha del muestreo), debiendo destacar que hay muestras del Río Dulce y algunas de los canales de desague que presentan mayor enriquecimiento. Los arroyos de las sierras poseen una huella un poco más empobrecida que el promedio ponderado de las precipitaciones del INTA Manfredi. Los valores empobrecidos extremos se encuentran asociados al dique San Roque y a la muestra tomada inmediatamente aguas abajo del paredón del mismo, sobre el río Suquía, figura 11.12. Estas dos muestras son difíciles de explicar dado que deberían estar más enriquecidas por evaporación y sin embargo dan más empobrecidas que aquellas muestras de cursos superficiales aguas arriba del embalse, muestreadas en el mismo día, aspecto que debería ser discutido con más datos, pero se podría suponer que el lago recibe agua subterránea no evaporada.



En la figura 11.13, se presentan los datos de $\delta^{18}\text{O}$ vs. CE ordenados en dirección de escurrimiento de los ríos Suquía y Xanaes, desde las cabeceras de cuenca hasta su desembocadura, donde se observa claramente el aumento de los valores de ^{18}O producto del efecto de evaporación y el aumento de la CE producto en parte por el mismo proceso y también por la relación de efluente del acuífero libre, principalmente cuando los cursos de agua se aproximan a la zona de descarga regional (Laguna Mar Chiquita)

Figura 11.13 Valores de $\delta^{18}\text{O}$ vs. CE ordenados según la dirección de flujo. Arriba río Xanaes, abajo río Suquía

11.2.1.3 Comportamiento de ^2H y ^{18}O en el acuífero libre

En Cabrera (2009), Cabrera et al. (2010) y en Maldonado (2014) se indica que la composición isotópica del acuífero libre de la llanura al Sur de Córdoba posee valores promedio de $-4,4 \text{ ‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$, de -28 ‰ para $\delta^2\text{H}$, y “d” del orden de 14. Además, estos autores, muestran que las composiciones isotópicas de este sistema libre se alinean según la recta meteórica local obtenida para Río Cuarto y además, se encuentran próximas a los valores promedios (aritmético y ponderado) de las precipitaciones en estos sectores, aspectos que permite sugerir que el acuífero libre de la llanura cordobesa presenta una recarga local, debida principalmente al agua de precipitaciones.

En sectores serranos del Sur cordobés, Cabrera (2009), Giuliano Albo (2013) y Maldonado (2014), muestran también composiciones isotópicas del acuífero libre similares a las precipitaciones locales, aunque en general, levemente más empobrecidas que en la llanura y similares a la de los ríos y arroyos serranos que, en general, se infiltran en el piedemonte. La composición isotópica del agua del acuífero libre para sectores serranos del Sur de Córdoba, permite inferir principalmente recarga de precipitaciones locales, que como se ha mostrado anteriormente, se trata de aguas relativamente más livianas isotópicamente que en la llanura,

debido posiblemente al efecto de continentalidad o a fraccionamiento a menores temperaturas incluidos mayor frecuencia de eventos nivéos, a lo que se sumaría la recarga a partir de los ríos y arroyos que se infiltran en el piedemonte. Los análisis isotópicos de las muestras de agua del acuífero libre del área de estudio y del sector serrano correspondientes a las cabeceras de las cuencas de aporte muestreadas en oportunidad de esta tesis, se presentan en la tabla 11.2. y su ubicación se muestra en la figura 11.15, Para el sector de sierras y piedemonte, se observan valores más empobrecidos isotópicamente que en la llanura, obteniéndose para $\delta^{18}\text{O}$ un valor promedio de $-5,4 \text{ ‰}$, y de -28 ‰ para el promedio de $\delta^2\text{H}$ con “d” promedio de 16. Esto conduce a mantener la hipótesis planteada para el área serrana en general, en el que se destacan que el acuífero ha sido recargado por lluvias más empobrecidas isotópicamente, por efecto continental o por fraccionamiento a más bajas temperaturas.

Los excesos de deuterio del agua del acuífero libre del área serrana y piedemonte de aporte a la zona estudiada fueron de $+13$ a $+21$, lo que permite inferir las mismas condicionantes que los mencionados para las aguas superficiales en esta área.

El agua del acuífero libre en el área de estudio presenta una $\delta^{18}\text{O}$ promedio de $-4,6 \text{ ‰}$, con un valor máximo de $-4,2 \text{ ‰}$ y un mínimo de $-5,5 \text{ ‰}$, y valores de $\delta^2\text{H}$ que van desde -29 ‰ a -21 ‰ , con un promedio de -25 ‰ .

Se elaboró el diagrama convencional de $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ con las muestras del acuífero libre (Figura 11.16), incluyendo, además, la información obtenida de las lluvias locales y de los datos isotópicos de agua superficial, de manera de poder efectuar interpretaciones más acabadas del funcionamiento del acuífero en el área. Se puede observar que la composición isotópica del agua del acuífero libre, en general, es similar al promedio ponderado de las lluvias locales y a las precipitaciones de los meses de primavera y otoño, en concordancia con lo determinado a partir de los datos del freatigráfo instalado en la estación INTA Manfredi. Por otro lado, los valores isotópicos de los cursos de agua en la zona de estudio muestran que existe alguna relación entre estos y el acuífero libre de las Sierras Chicas y Piedemonte y los ríos y arroyos de las Sierras, mientras que por otro lado se encuentra una buena relación entre los cursos de agua de la zona de estudio y la composición isotópica del acuífero libre de las diferentes unidades geomorfológicas del área de estudio.

Tabla 11.2 Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, y “d” del Acuífero Libre.

Nombre	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	d
NC14	-6.4	-30	21
R9N6	-5.6	-29	16
SCB5	-5.5	-27	17
RPB14	-5.5	-28	16
R9N4	-5.4	-28	16
Stb15	-5.2	-26	16
R9N1	-5.1	-26	15
Rsb51	-5.1	-28	13
R9N2	-5.1	-27	13
MAN21	-5.0	-24	16
Rsb11	-5.0	-29	11
Rpb26	-4.9	-27	12
Rpb7	-4.8	-25	13
Ne40	-4.8	-29	9
NE39	-4.7	-28	10
Rpb51	-4.7	-24	14
Stb1	-4.7	-23	15
Stb11	-4.7	-23	15
Stb17	-4.7	-24	14
Stb5	-4.7	-22	16
Rsb3	-4.6	-22	15
Rsb85	-4.6	-24	13
Stb19	-4.6	-22	15
Stb7	-4.6	-23	14
RPB16	-4.5	-22	14
Rsb47	-4.5	-22	14
Sjb31	-4.5	-25	11
Stb8	-4.5	-23	13
Sjb22	-4.4	-27	8
Ne44	-4.4	-25	10
RPB11	-4.3	-23	11
Ne2	-4.2	-21	12
Stb9	-4.2	-22	12

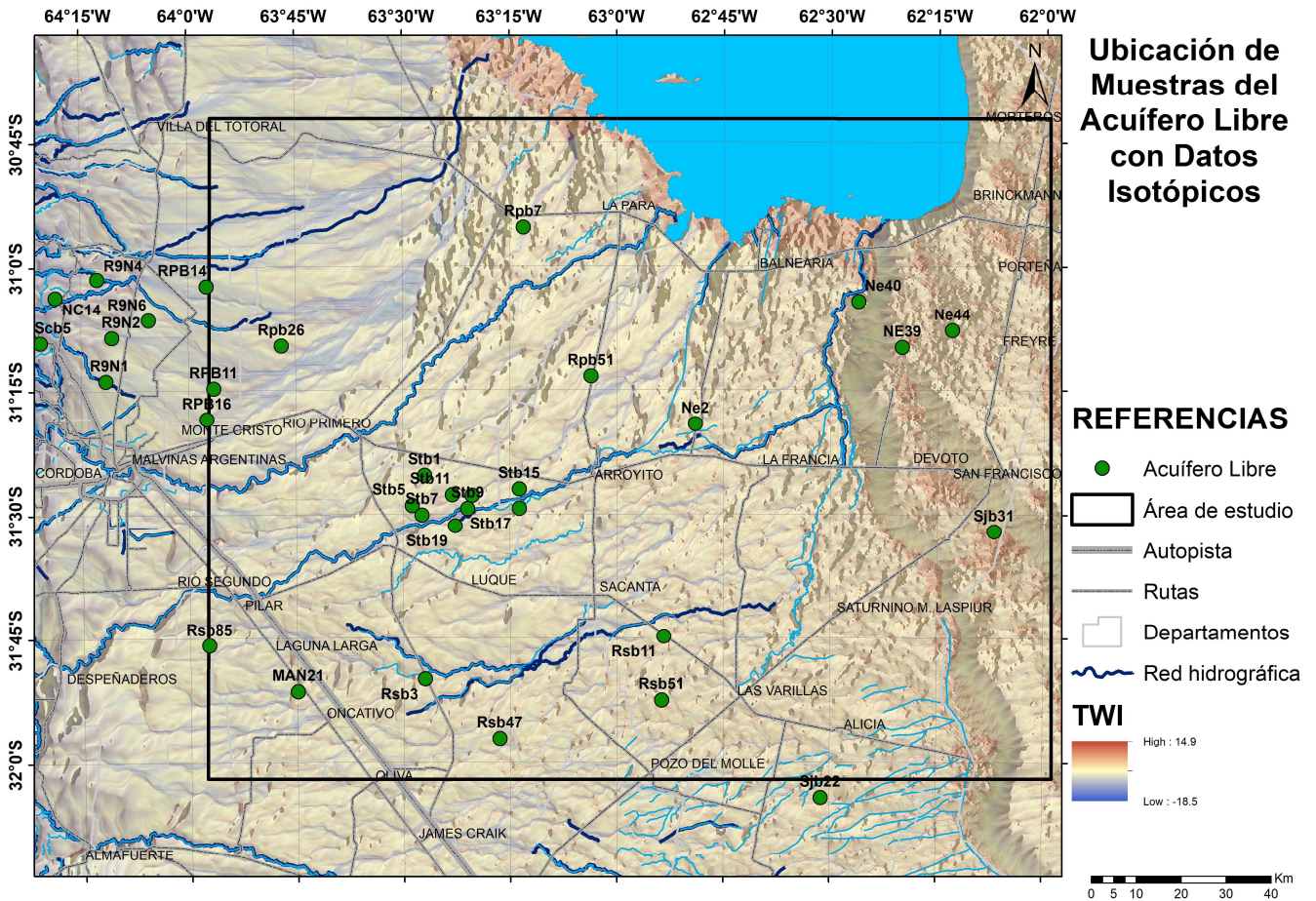


Figura 11.15 Ubicación de muestras con datos de isótopos del acuífero libre

En la Figura 11.14, se presentan los datos de $\delta^{18}\text{O}$ vs. CE ordenados en dirección de escurrimiento subterráneo, donde se puede observar claramente que los valores de ^{18}O se mantienen constante, indicando que no se encuentra afectado a los procesos de fraccionamiento, mientras que los valores de CE varían principalmente por la relación con el agua superficial y su posición geomorfológica, siendo el valor más alto de CE asociado al punto de muestreo próximo a la zona de descarga regional (Laguna Mar Chiquita), induciendo un claro proceso de adquisición de sales durante el tránsito.

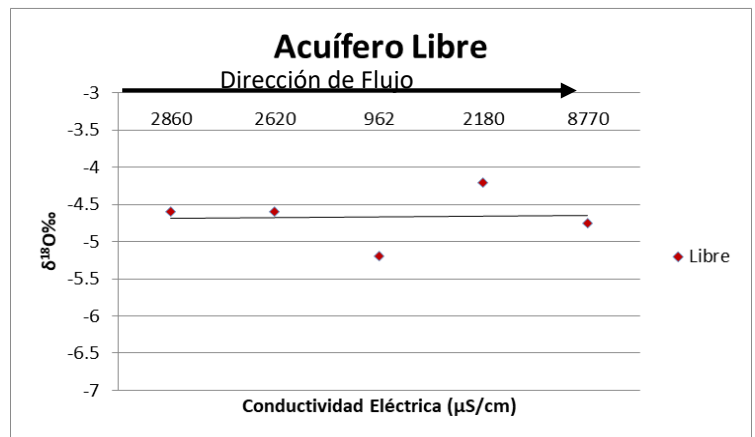


Figura 11.14 Valores de ^{18}O vs CE ordenados según la dirección de flujo del acuífero libre

Los excesos de deuterio para el acuífero libre del área de estudio fueron de +8 a +16, resultando en un rango de valores más variable que para los cuerpos de agua superficiales y subterráneos del sector serrano, posiblemente debido a variaciones en los contenidos de humedad de las masas de aires que originan lluvias en estos sectores de la llanura y posiblemente a procesos de evaporación previa a infiltración o desde la zona no saturada, lo cual se observa claramente en la figura 11.16, donde la composición isotópica del acuífero libre de la zona de

estudio se ubica en el gráfico en una posición de aguas avaporadas en función del promedio ponderado de precipitación del INTA o del acuífero libre del piedemonte.

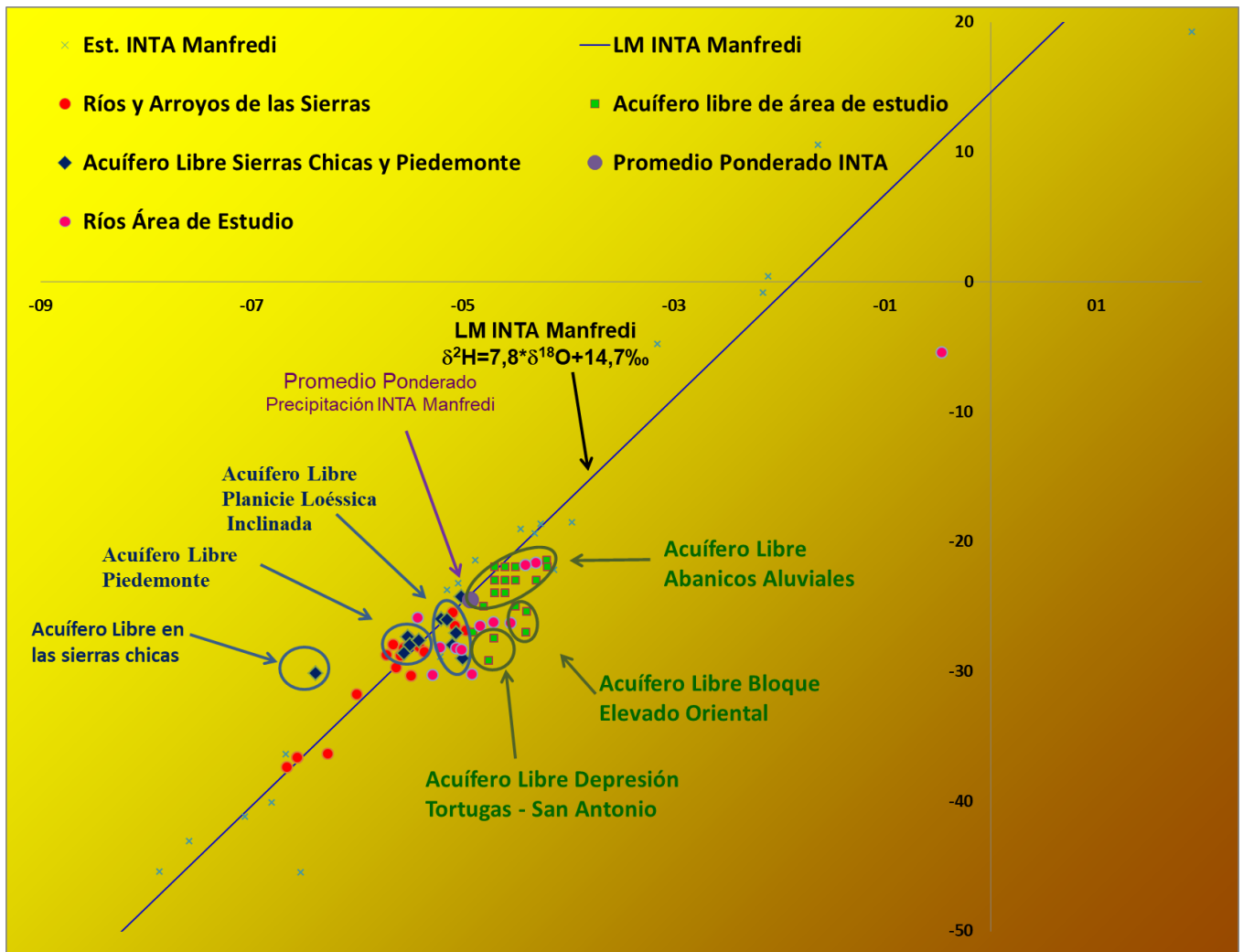


Figura 11.16 Diagrama δ^2H vs. $\delta^{18}O$ para el acuífero libre.

11.2.1.4 Comportamiento de 2H y ^{18}O en los sistemas acuíferos confinados

Según Cabrera (2009), Cabrera et al. (2010), Blarasin et al. (2014), Maldonado et al. (2018) los distintos sistemas acuíferos confinados del sur provincial muestran variaciones en sus composiciones isotópicas. Los sistemas acuíferos confinados más someros muestran una composición isotópica similar a la del acuífero libre en la llanura, lo que podría indicar conexión hidráulica entre sistemas. Sin embargo, dado que numerosas muestras de perforaciones que captan de este sistema muestran un contenido isotópico algo diferente a las de llanura y aguas recargadas en sectores serranos y periserranos, podría inferirse además un proceso de mezcla, con aguas que vienen circulando en el acuífero desde las sierras. Los sistemas acuíferos confinados más profundos presentan composición isotópica más empobrecida, lo que indica su

desconexión hidráulica con los sistemas suprayacentes y con una recarga alóctona procedente del área periserrana occidental, ya que los resultados isotópicos de arroyos allí muestreados, se infiltran en el pedemonte y se encuentran más empobrecidos que en la llanura, por efecto de “continentalidad” que sufren las precipitaciones procedentes del océano Atlántico, o bien por fraccionamiento que sufren las mismas a más bajas temperaturas y eventos níveos. Sin embargo, no se descarta que las muestras más empobrecidas isotópicamente de estos acuíferos más profundos puedan corresponder a aguas más viejas, recargadas en un período climático más frío que el actual, dado los tiempos de residencia calculados para algunos de estos sistemas (más de 20.000 años).

Para el área de estudio abarcada en esta tesis, los análisis de los isótopos ^2H y ^{18}O realizados para los distintos sistemas de acuíferos profundos se presentan en la Tabla 11.3. En el diagrama $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ para los sistemas acuíferos confinados, se observan variaciones en la composición isotópica de los distintos Sistemas Acuíferos Confinados analizados (SAC “A”, SAC “B”, SAC “D”) (Figura 11.17). Se recuerda que, si bien se contó con información para definir los aspectos hidroestratigráficos, en el momento del relevamiento no se encontraron perforaciones en explotación procedentes del SAC C.

El sistema SAC A es el sistema que más variaciones presenta, debido a que en el sector de los abanicos aluviales medios posiblemente exista una importante conexión hidráulica con el arco atmosférico, observándose valores similares al acuífero libre ($\delta^{18}\text{O}$ promedio -4.6‰ ; $\delta^2\text{H}$ promedio -22‰ ; “d” promedio 15). En cambio, las muestras obtenidas tanto de la Planicie Loésica Inclinada como de los Abanicos Aluviales Terminales, donde se caracterizan por poseer materiales sedimentarios más finos, presenta valores más empobrecidos, indicando una clara desconexión con el arco atmosférico ($\delta^{18}\text{O}$ promedio -5.4‰ ; $\delta^2\text{H}$ promedio -29‰ ; “d” promedio 14‰). Por su parte, los sistemas más profundos (SAC B, D) se presentan, en general, más empobrecidos isotópicamente. SAC B presenta una media de $\delta^{18}\text{O}$ del orden de -5.9‰ (mín. = -

Tabla 11.3 Valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, y “d” de los SAC

Nombre	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^2\text{H}\text{‰}$	d‰	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Sistema
Rpb6	-5.9	-29	18	584	SAC A
Rsb67	-5.8	-33	13	816	SAC A
Rsb8	-5.4	-33	10	654	SAC A
Rpb28	-5.3	-30	12	1537	SAC A
Rsb54	-5.3	-26	16	696	SAC A
Rsb6	-5.3	-29	13	576	SAC A
RPB40	-5.2	-27	15	1319	SAC A
Rsb41	-4.7	-22	16	1043	SAC A
Rsb62	-4.7	-23	15	710	SAC A
STB24	-4.7	-22	16	1092	SAC A
Rsb1	-4.6	-22	15	791	SAC A
Stb21	-4.6	-22	15	1552	SAC A
Stb2	-4.6	-22	15	925	SAC A
Rsb2	-4.5	-22	14	1586	SAC A
Rsb4	-4.4	-22	13	325	SAC A
Rsb67	-5.8	-33	13	816	SAC B
Rsb52	-5.6	-34	11	2300	SAC B
Sjb23	-5.4	-33	10	2040	SAC B
Sjb27	-5.7	-35	11	3100	SAC B
Sjb28	-5.8	-35	11	3470	SAC B
Sjb33	-5.8	-34	12	5480	SAC B
Sjb35	-6.0	-34	14	4590	SAC B
SJB44	-5.9	-36	11	2400	SAC B
Ne9	-6.1	-38	11	1975	SAC B
Ne10	-6.3	-39	12	1746	SAC B
Ne30	-5.8	-35	11	3120	SAC B
Ne35	-5.8	-35	12	4820	SAC B
Ne37	-5.7	-34	12	7660	SAC B
Ne41	-6.2	-35	14	3222	SAC B
RSA101	-6.1	-37	11	1390	SAC B
Rpb10	-6.2	-37	13	1048	SAC D
Rsb53	-6.1	-37	12	647	SAC D
Rsb69	-6.3	-37	13	992	SAC D
Rsb70	-5.7	-34	12	1900	SAC D
Rsb71	-5.9	-34	13	3570	SAC D
Rsb72	-6.1	-35	14	1283	SAC D
Rsb73	-6.1	-36	13	824	SAC D
Sjb42	-6.0	-36	12	814	SAC D

6.3 ‰; máx. = -5.4 ‰) y de $\delta^2\text{H}$ de -35 ‰ (mín. = -39 ‰; máx. = -33 ‰) y “d” promedio de 12, siendo el sistema que, como se observa, muestra la menor variabilidad isotópica. Mientras que SAC D es el que se presenta como el sistema más empobrecido de todos, con promedio de $\delta^{18}\text{O}$ de -6 ‰ (mín. = -6.3 ‰; máx. = -5,7 ‰) y de $\delta^2\text{H}$ de -36 ‰ (mín. = -37 ‰; máx. = -34 ‰) y “d” promedio de 13.

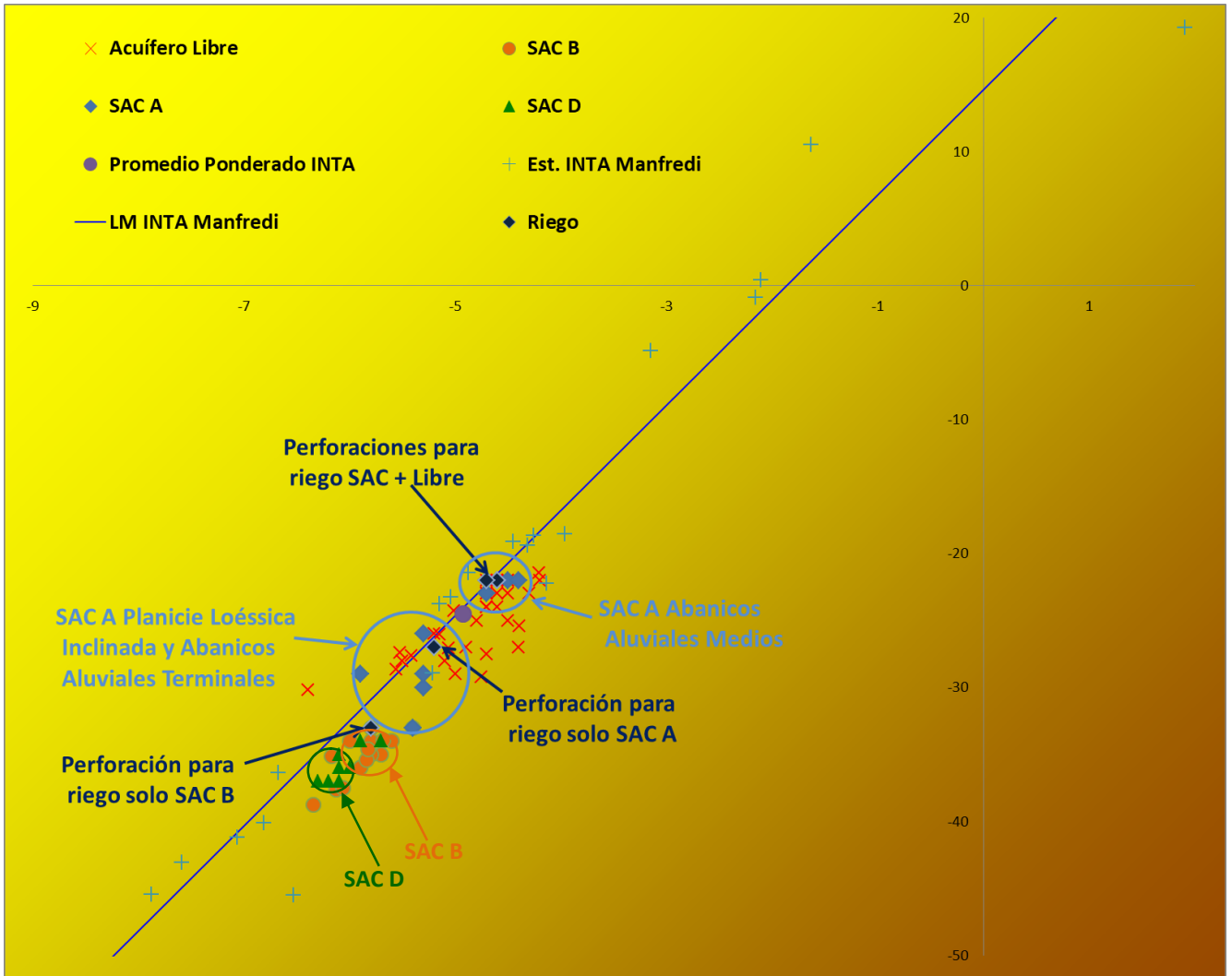
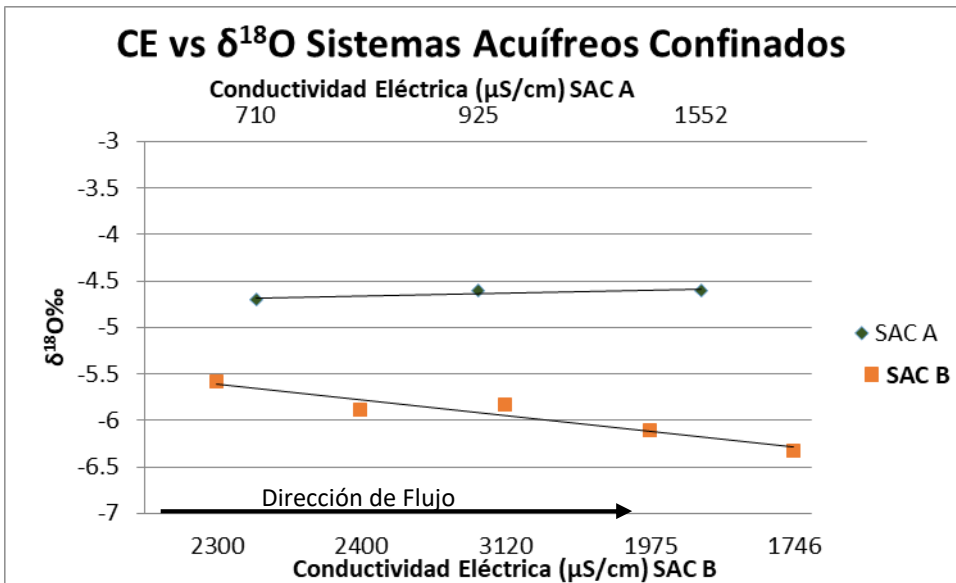


Figura 11.17, Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ para los sistemas acuíferos confinados.

En la figura 11.21 se presenta el diagrama convencional de $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ de todas las muestras censadas en los distintos sistemas acuíferos confinados, acompañadas de la composición isotópica promedio de las lluvias locales (INTA Manfredi) y del acuífero libre. Del análisis de este diagrama se observa también, que el grupo de muestras del SAC A (rojo) asociadas geográficamente a los abanicos aluviales medios, tienen una composición isotópica similar a la del acuífero freático y a la de las lluvias locales, lo que corroboraría tal lo observado en los antecedentes regionales, conexión hidráulica entre acuíferos, que estaría aportando aguas con una marcada huella isotópica de precipitaciones locales que se mezclarían con las aguas que vienen circulando desde sectores serranos con marca isotópica de precipitaciones más empobrecidas. Mientras que los valores más empobrecidos del SAC A se relacionan con sectores donde la columna sedimentaria se caracteriza por poseer mayor cantidad de sedimentos finos, logrando así la desconexión con el arco atmosférico, (figura 11.19, ubicación de muestras).

En la Figura 11.18, se presentan los datos de ^{18}O vs CE ordenados en dirección de escurrimiento subterráneo, del SAC A y B, donde se puede observar que el SAC A muestra un aumento lógico de CE en dirección de flujo y valores de ^{18}O muy estables indicando que no existen procesos de fraccionamiento para este sistema. Por otro lado, el SAC B presenta una pendiente negativa, con variaciones de ^{18}O , mostrando valores más enriquecidos próximos a la zona de descarga regional y valores más bajos de CE. Esto podría ser explicado debido a la



de CE en dirección de flujo y valores de ^{18}O muy estables indicando que no existen procesos de fraccionamiento para este sistema. Por otro lado, el SAC B presenta una pendiente negativa, con variaciones de ^{18}O , mostrando valores más enriquecidos próximos a la zona de descarga regional y valores más bajos de CE. Esto podría ser explicado debido a la

Figura 11.18 Valores de ^{18}O vs CE ordenados según la dirección de flujo de los SAC A y B.

a la zona de descarga regional y valores más bajos de CE. Esto podría ser explicado debido a la

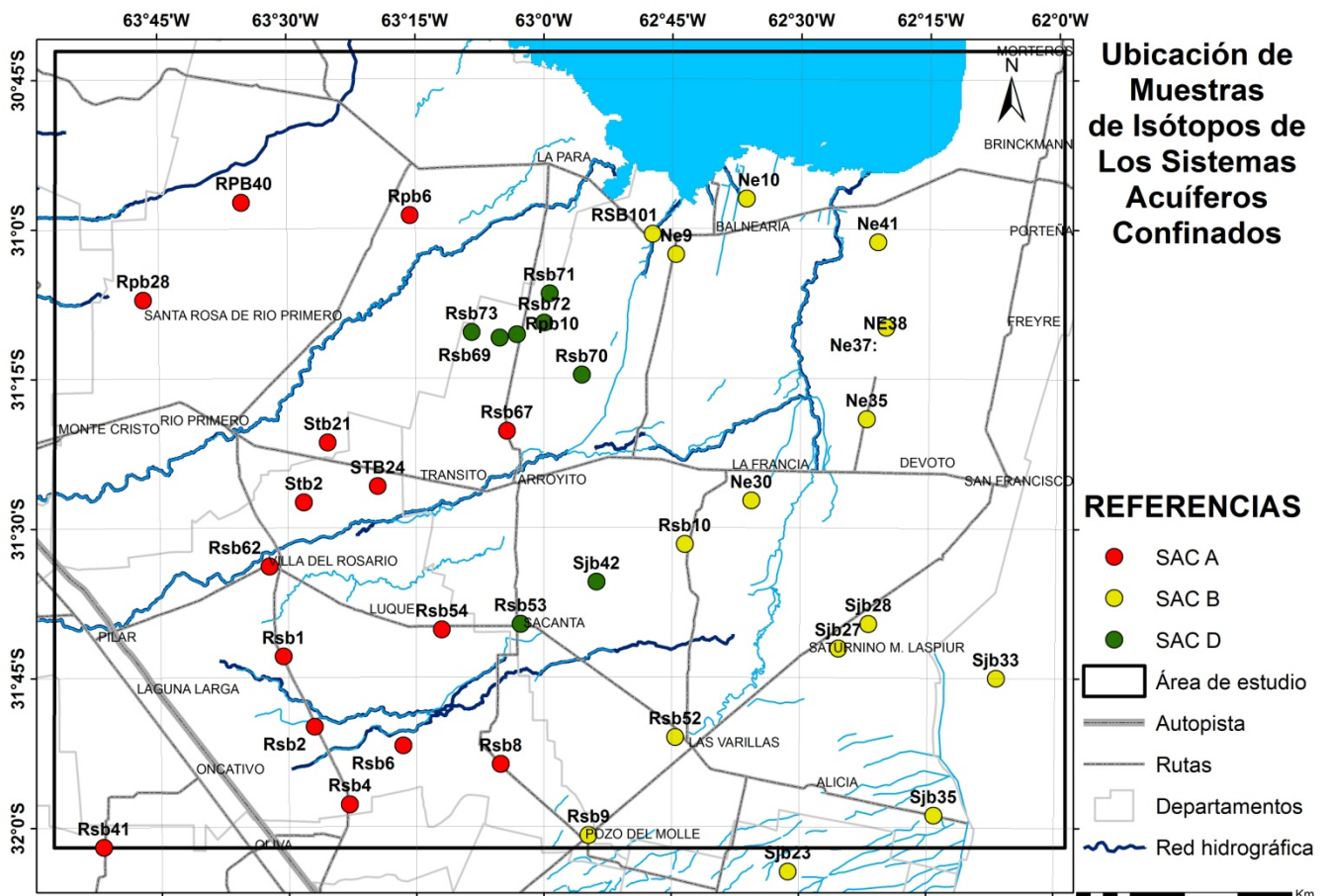


Figura 11.19 Mapa de ubicación de las muestras tomadas de los Sistemas Acuíferos Confinados

recargar lateral que este sistema recibe desde el Oeste, que puede estar aportando agua procedente del SAC A, o a flujos regionales ascendentes que aportan agua con composiciones más empobrecidas de ^{18}O como el SAC D.

Los excesos de deuterio de los acuíferos confinados se muestran en la figura 11.20, donde se puede observar claramente que el SAC A muestra la mayor variación (desde +10 a +18), similar a lo que ocurre en los cuerpos de agua superficiales y en el acuífero libre en sectores serranos, pudiendo indicar posibles relaciones hidráulicas con el acuífero libre, en tanto que los valores de exceso de deuterio en los SAC B y C son menores y alrededor de 12 y 13 respectivamente. Esto podría indicar la influencia de las masas de aire serranas con estas características y su posterior desconexión con la fase atmosférica al circular por estos sistemas profundos.

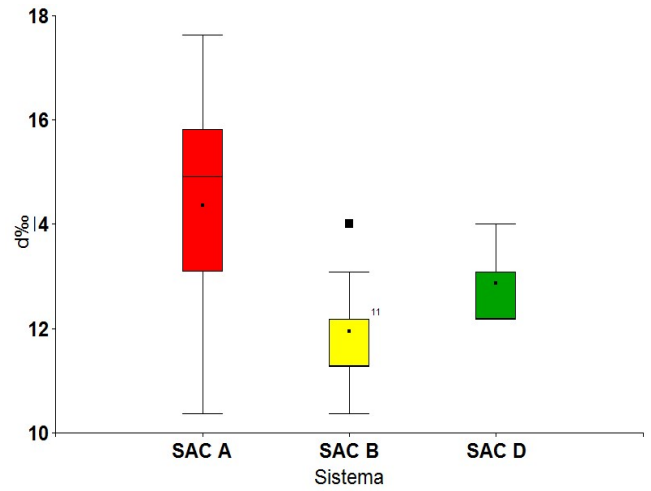


Figura 11.20 Diagramas de cajas mostrando los valores de "d" de los diferentes SAC

Como puede observarse en la figura 11.21, las relaciones isotópicas entre los sistemas superficiales, acuífero libre y los distintos sistemas de acuíferos confinados son de utilidad para mostrar las diferencias entre ellos. Al observar este gráfico se destaca que existe también una conexión de la línea de evaporación de la laguna de Mar Chiquita con las muestras del acuífero

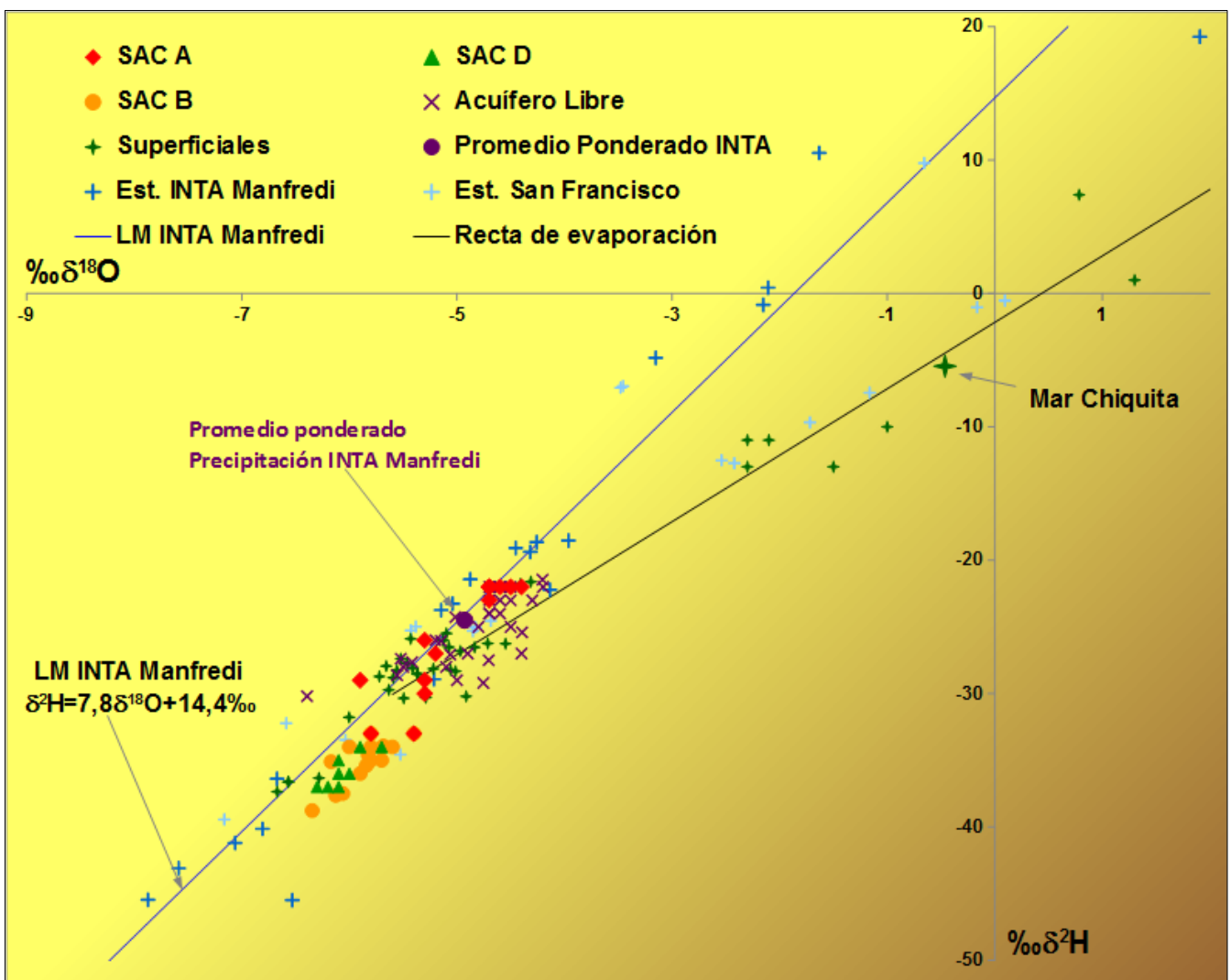


Figura 11.21 Diagrama $\delta^{18}O$ vs δ^2H para los sistemas acuíferos confinados, acuífero libre, muestras de agua superficial y de precipitación.

libre. Si bien la alimentación del acuífero a la laguna puede ser en porcentajes más bajos que por ejemplo los que aporta el río Dulce, no puede despreciarse dado que el modelo hidráulico (ver mapas de equipotenciales de los acuíferos) indican claro aporte a la zona de descarga que constituye la laguna de Mar Chiquita. Otra evidencia es el hecho que se han observado áreas de surgencia naturales de agua subterránea en plena laguna Mar Chiquita, por otro lado a mediados de la década del 90 aún se veían los caños de las perforaciones que quedaron dentro de la laguna brotando agua.(Figura 11.22).



Figura 11.22 Fotografía tomada sobre la margen sur de Mar Chiquita.(por: By RobertoG <http://www.panoramio.com>)

CAPÍTULO 12 EDAD DEL AGUA

12.1 Breve introducción a los conceptos de edad, tiempo de residencia y datación del agua subterránea

Es de interés distinguir entre el concepto de “edad” y “tiempo de residencia” del agua subterránea, debido a que es muy común encontrar en la literatura hidrogeológica la aplicación de estos como sinónimos. Kazemi et al., (2006) definen “edad de agua subterránea” como el lapso comprendido desde que una molécula de agua es recargada al sistema subterráneo hasta que alcanza un lugar específico en dicho sistema, en donde es muestreada físicamente o teóricamente estudiada para datarle su edad. Por otro lado, estos autores definen “tiempo de residencia del agua subterránea” al tiempo que le lleva a una partícula de agua subterránea viajar desde el área de recarga a la de descarga del acuífero, es decir desde su infiltración al subsuelo hasta que aflora en superficie. Es decir, se podría sugerir que la edad del agua subterránea es el tiempo de residencia del agua subterránea sólo en el área de descarga (Figura 12.1).

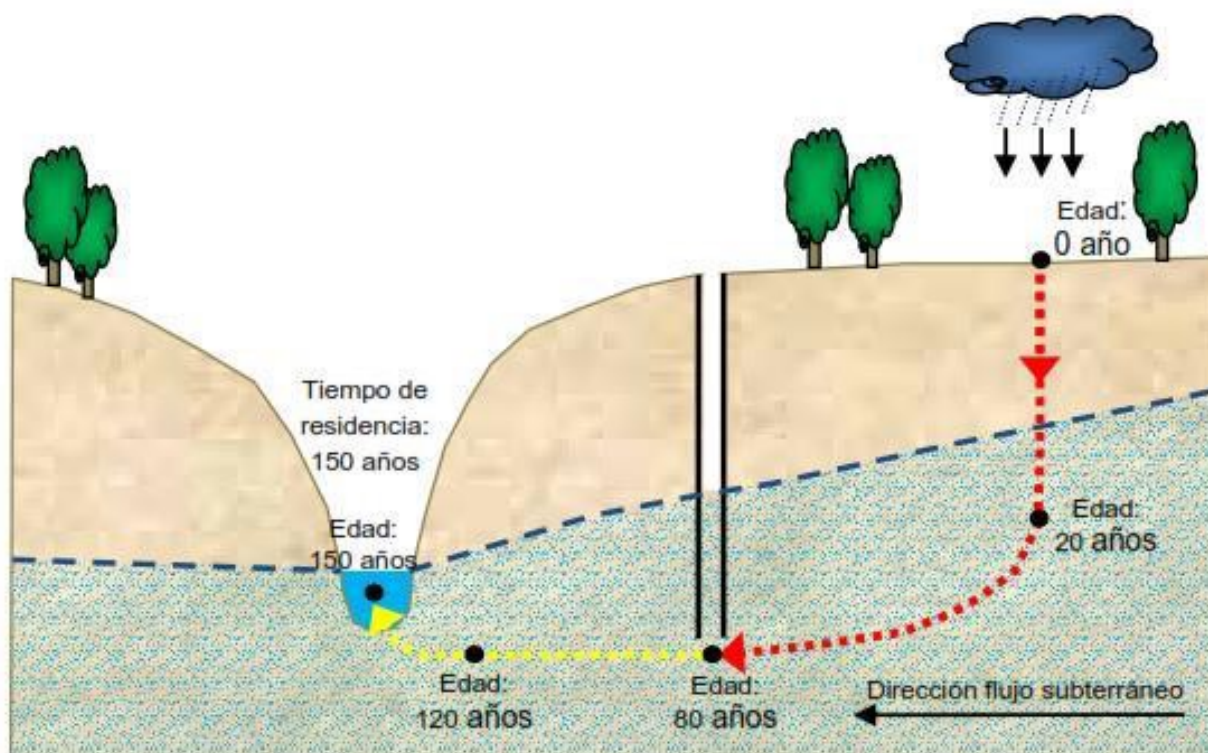


Figura 12.1 Edad y Tiempo de Residencia del agua subterránea (tomado de Kazemi et al., 2006)

Para comprender más acabadamente la diferencia entre estos conceptos, Kazemi et al., (2006) definen análogamente, que cada entidad viva o no del planeta y del universo en su totalidad, tanto sea natural o artificial, tiene una edad en particular, entendiendo por ello, al lapso comprendido desde que fue creado o aparece en el mundo, hasta el momento que existe como tal, es decir,

que no ha muerto o no ha sido transformado a otra forma. Del mismo modo, estos autores definen, que todas las entidades vivas o no vivas tienen asignado un tiempo de vida (es decir, que no duran para siempre), definiéndolo como tal al lapso comprendido desde su nacimiento o creación, hasta su muerte o destrucción. Por ejemplo, definido de esta manera, es imposible conocer el tiempo de vida de una persona hasta que ésta muera. En otras palabras, cada persona puede tener muchas edades dependiendo del momento en que ésta es medida, pero sólo un tiempo de vida (tiempo de residencia). Otro término que confunde al de edad o tiempo de vida, es el de “fecha” o “fechado”, la cual es usualmente empleada para un día en particular y no muestra alguna edad o tiempo de vida en particular.

En hidrogeología es preferible usar los términos “tiempo de residencia medio del agua subterránea” instalado por Clark and Fritz (1997) y “edad promedio del agua subterránea”, debido al cúmulo de incertidumbres (tránsito del agua en zona no saturada, técnicas disponibles, complejidad de flujo y transporte, fenómenos de mezcla, heterogeneidad del sistema acuífero) a la hora de obtener datos representativos. Generalmente, los gradientes de edad (ritmo de aumento en la edad del agua subterránea con la profundidad o la distancia) se preservan a lo largo de las líneas de flujo en los acuíferos (Fontes, 1983; Clark y Fritz, 1997). Cabe aclarar que el gradiente de edad es la inversa de la velocidad de flujo y puede ser usado para calcular el ritmo de recarga de un acuífero si se conoce su porosidad específica (Ritmo de recarga = porosidad efectiva / gradiente de edad). De esta manera, un gradiente de edad acentuado indica una recarga de agua reducida o velocidades de agua subterránea muy bajas.

A fines de la década del 90 se suma una nueva dimensión al concepto de “edad del agua subterránea”, estableciendo que ésta es una propiedad intrínseca de la molécula de agua subterránea, tal como lo es la conductividad eléctrica (CE) o la temperatura (Goode, 1996; Etcheverry and Perrochet, 2000; Bethke and Johnson, 2002). De este modo, el agua comienza a envejecer desde el primer día que ingresa al medio subterráneo, tal como aumenta su salinidad desde que el agua de lluvia ingresa al subsuelo.

La datación del agua subterránea tiene importantes alcances en la gestión de los recursos hídricos, ya que la explotación de acuíferos que no son activamente recargados puede implicar su agotamiento. Por otro lado, la datación del agua es un desafío ya que únicamente el ^3H es parte de la molécula de agua mientras que los otros métodos se basan en constituyentes disueltos (solutos) cuya abundancia en el agua está controlada por procesos físico-químicos y biológicos.

Kazemi et al., (2006) dividen a las aguas subterráneas en función de su edad en aguas jóvenes, viejas y muy viejas. Las aguas jóvenes pueden ser datadas usando técnicas que permitan medir en el rango de edad comprendido entre menos de un año y cerca de 50 o 60 años. Las aguas viejas pueden ser datadas con métodos que cubren el rango entre 60 a 50.000 años. Finalmente, las aguas muy viejas pueden ser datadas con técnicas que cubran el rango entre 50.000 y 100.000 años a poco más de 10 millones de años.

Existen diversos métodos de datación del agua subterránea, algunos de ellos como el ^{14}C permite obtener una edad del agua (desde cientos hasta aprox. 60.000 años-Wagner, 1998), que requiere

de un extenso conocimiento sobre la composición química del acuífero. Por otro lado, existen métodos que permiten conocer la edad del agua por medio de mediciones directas, tales como $^3\text{H}/^3\text{He}$, CFCs, $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, C, entre otros, ya que nos permiten cuantificar su edad; mientras que existen otras metodologías, llamadas indirectas, tales como, isótopos estables (^{18}O y ^2H) y relaciones de iones conservativos (Br/Cl, F/Cl) y de iones reactivos (Li, Rb, Sr), que ofrecen una idea o aproximación de la edad a contrastar con información referida a otros parámetros (geología, clima, precipitaciones, etc.). Por ejemplo, se pueden estimar sistemas de aguas jóvenes por la poca profundidad de yacencia, posición próxima al área de recarga dentro del sistema de flujo subterráneo, condiciones oxidantes del agua, actividad de microorganismos, etc. No existe un único método a utilizar a la hora de datar el agua subterránea, sino que se debe hacer uso de varias técnicas diferentes que permitan converger evidencias frente a la datación de un agua en particular.

12.2 Estimación de la Edad del Agua Subterránea del Área de Estudio

12.2.1 Métodos Hidráulicos

Este método emplea para el cálculo de la edad del agua subterránea los principios hidrodinámicos basados en la ley de Darcy. Para ello usan valores de gradiente hidráulico, porosidad efectiva y conductividad hidráulica y permiten calcular la edad de todas las aguas subterráneas ya sean jóvenes o muy viejas. En un acuífero con flujo horizontal y sin recarga a lo largo de las líneas de flujo, tal como ocurre en un acuífero confinado, la edad del agua se calcula en un punto determinado como la distancia desde el área de recarga dividido por la velocidad del agua subterránea.

$$Edad = \frac{L}{V} \longrightarrow V = \frac{K \times i}{\rho}$$

Dónde:

L = espacio recorrido

V = Velocidad real del agua [m/d], "Ley de Darcy"

Dónde:

K = Conductividad Hidráulica [m/d]

i = Gradiente Hidráulico [%]

ρ = Porosidad Efectiva [%]

En el área de estudio, la edad del agua fue calculada, por este método, en dos puntos determinados, en función de la distribución areal de cada sistema acuífero. Se tomó el punto más próximo al área de recarga (ambiente serrano-pedemontano) y el más alejado (zona de llanura) de cada sistema acuífero, ya que de esa manera se obtiene un rango de posibles edades para cada uno de ellos.

De acuerdo a los valores de K asignados para los sistemas acuíferos confinados, el SAC A posee una K del orden de 5 m/d, una porosidad específica de 15 %, valores de gradientes hidráulicos

promedios de 0,25% para el sector occidental y 0,05% para el sector oriental, debido a que existe una importante disminución del gradiente en la dirección de flujo a partir de la isopieza 140 (ver figura 9.11), de esta manera las velocidades de circulación promedio resultaron para el sector occidental del SAC A en 0,06 m/d, y de 0,0125 m/d para el sector oriental (promedio 0,036 m/d). Las edades medias del agua subterránea calculadas resultaron del orden de los 2000 años hasta el sector occidental (distancia desde la zona de recarga 45 km) y de 11.000 años desde el sector oriental hasta la zona de descarga al Este (50 km desde el punto anterior), sumando un tiempo de residencia aproximado **para SAC A** del orden de los **13.000 años**, para un filete de flujo de 95 km. Para el cálculo del SAC B se ha tenido en cuenta una K del orden de los 3 m/d, gradiente general para todo el acuífero del orden de 0,1%, con lo cual se han obtenido valores de velocidades de flujo del orden de los 0,02 m/d, destacando que la porosidad específica es del orden del 10%. Por otro lado se ha tenido en cuenta que este sistema es recargado lateralmente desde el Oeste principalmente por el SAC A, de esta manera se ha utilizado el gradiente y la K del sistema SAC A para realizar el cálculo hasta el límite este del sistema (80 km), la edad del agua en la zona de recarga del SAC B es del orden de los 11.000 años, para luego utilizar los valores del gradiente y K del SAC B, de esta manera para (50 km) resultaron valores de tiempo de residencia del orden de 7.000 años para SAC B. Pudiendo estimar la edad del agua en la zona de descarga (Laguna Mar Chiquita) del **SAC B en 18.000 años**.

12.2.2 ESTIMACIÓN DE EDAD MEDIANTE EL ANÁLISIS DE LOS ISÓTOPOS ESTABLES ^2H Y ^{18}O

Del análisis de los isótopos estables ^2H y ^{18}O se desprende que los sistemas acuíferos más profundos, como se mencionara, son más empobrecidos isotópicamente que el sistema SAC A y el libre Figura 12.2, esto permiten inferir, en concordancia con lo señalado en los antecedentes regionales, que los sistemas acuíferos confinados profundos (SAC D y B) se encuentran desconectados de los sistemas suprayacentes (SAC A y libre) y que poseen una recarga alóctona desde sectores serranos, al Oeste del área, debido a la composición isotópica encontrada en los cuerpos de agua superficiales y subterráneos de estos sectores, los cuales mantienen la huella isotópica de las precipitaciones más livianas de las sierras (por fraccionamiento a más bajas temperaturas o por efecto continental). Del mismo modo que en los estudios antecedentes, tampoco se descarta la hipótesis de que las muestras más empobrecidas isotópicamente de estos sistemas profundos puedan corresponder a aguas más viejas, recargadas en otro período geológico en el que regían condiciones climáticas más frías que las del clima actual, aspectos que será retomado más adelante.

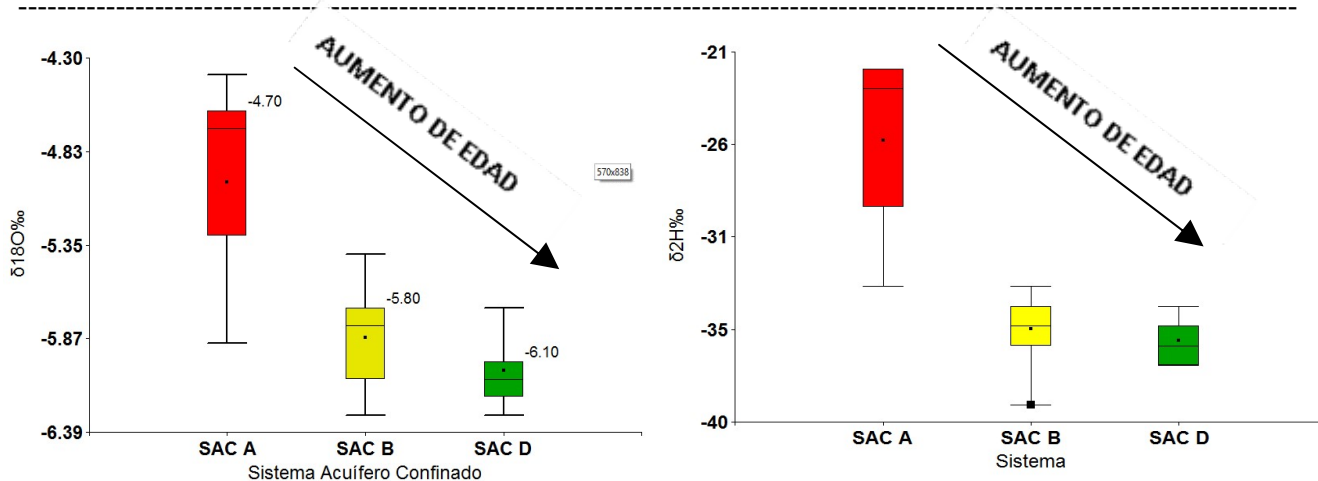
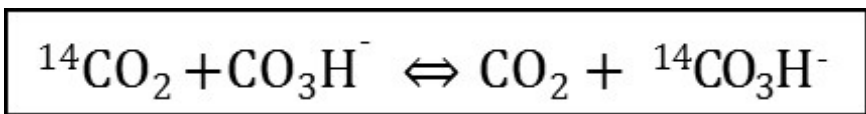


Figura 12.2 Diagramas de cajas mostrando los valores de $\delta^{18}O$, δ^2H , de los diferentes Sistemas Acuíferos Confinados.

12.2.3 EVOLUCIÓN DE ¹⁴C Y MODELOS DE CORRECCIÓN DE EDAD

Para realizar la datación con ¹⁴C es necesario tener un modelo hidrogeológico conceptual bien acabado del área de estudio. Es importante conocer si en el terreno tenemos presencia de carbonatos, ya que en el caso de que los hubiera, la disolución de éstos durante el tránsito del agua por la zona no saturada y saturada modifica el contenido inicial de ¹⁴C en el agua, debido a que la roca carbonática (más antigua) aporta ¹²C y ¹³C pero no ¹⁴C, provocando un envejecimiento aparente del agua (Escuder *et al.*, 2009).

Existen diferentes aproximaciones o correcciones que permiten estimar el valor de la actividad inicial del ¹⁴C (¹⁴A₀) los cuales proporcionan resultados contrastables entre sí. Las correcciones se basan en realizar hipótesis sobre las reacciones que pudieron tener lugar. El método que se aplicarán en este estudio es el de *Pearson–Gonfiantini* (en Salem *et al.*, 1980) que considera, además de la disolución de los carbonatos, el intercambio isotópico que existe entre CO₂ biogénico y las especies carbonatadas del agua:



El equilibrio de este sistema depende de la presión parcial del CO₂ en la zona no saturada y de la temperatura (Pálamos, 2002). Una vez alcanzado el equilibrio, las concentraciones de ¹³C del CO₂ y del HCO³⁻ disueltas en el agua, son representadas por el coeficiente de fraccionamiento ϵ que es igual, aproximadamente, a la diferencia entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para el CO₂ y HCO³⁻. Este coeficiente depende de la temperatura y se calcula con la siguiente expresión:

$$\epsilon (\text{‰}) = \frac{-9,483 \times 10^3}{T + 23,89}$$

Siendo T la temperatura en grados Kelvin. Para una temperatura de 20 °C, el valor de ϵ es igual a -8,46‰.

De este modo, la edad del agua se obtiene por la ecuación.

$$t \text{ (años)} = 8267 \ln \left[\frac{100 (\delta^{13}C_m - \delta^{13}C_c) \left(1 - \frac{2\varepsilon}{1000}\right)}{A (\delta^{13}C_{CO_2} - \delta^{13}C_c - \varepsilon)} \right]$$

Donde los términos involucrados en la ecuación corresponden a:

$\delta^{13}C_m$ = desviación isotópica del carbono inorgánico disuelto en el acuífero

$\delta^{13}C_c$ = desviación isotópica de la matriz carbonática del acuífero ($\approx 0\text{‰}$)

$\delta^{13}C_{CO_2}$ = desviación isotópica del CO₂ del suelo en el momento de la recarga

Aceptando para $\delta^{13}C_c$ un valor de 0‰ y un coeficiente de fraccionamiento $\varepsilon = -8,46 \text{‰}$, la fórmula de edad viene dada por:

$$t \text{ (años)} = 8267 \ln \left[\frac{101,7 (\delta^{13}C_m)}{A (\delta^{13}C_{CO_2} - \varepsilon)} \right]$$

Para la datación con ¹⁴C se tomaron 5 muestras donde se determinó el porcentaje de Carbono moderno (pmc) para estimar edades del agua subterránea. Todas las muestras seleccionadas corresponden a aguas procedentes de los sistemas acuíferos confinados: SAC A (RPB28 Y RPB6), SAC B (RSB101 Y SJB44) y SAC D (RSB70). Se dispone de información de antecedentes procedente del CAAAS, quienes realizaron datación con ¹⁴C tanto a los acuíferos confinados como al libre. En la figura 12.3 se muestra la ubicación de las muestras tomadas para esta tesis y los datos tomados por el CAAAS (1973).

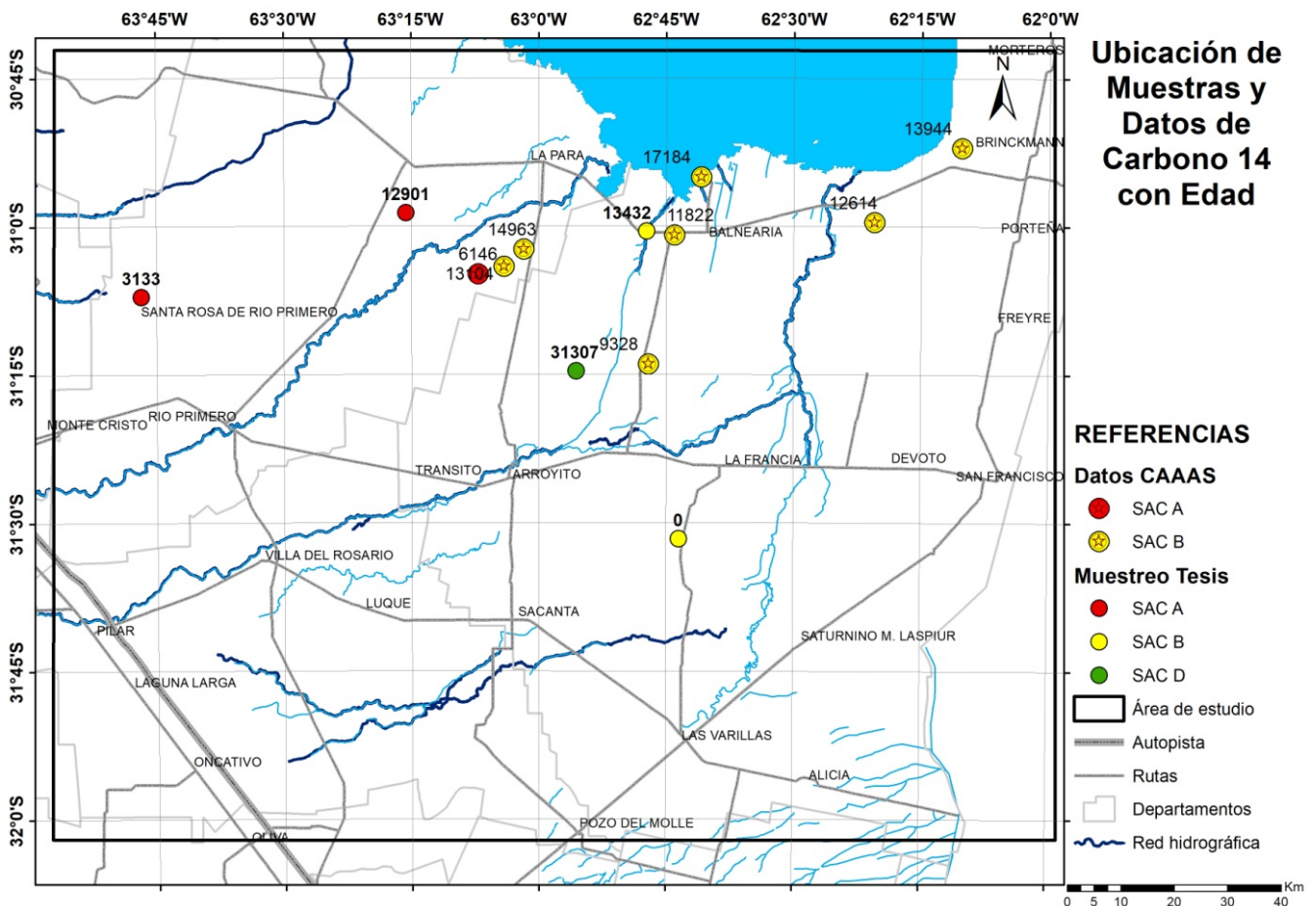


Figura 12.3 Mapa de ubicación de muestras de 14C tomadas de los Sistemas Acuíferos Confinados.

Tanto para las muestras analizadas en esta tesis como para los valores obtenidos por el CAAAS se realizó la corrección de la edad empleando el modelo de Pearson–Gonfiantini (en Salem et al., 1980), tomado ϵ igual a $-8,46\text{‰}$ y el valor de $\delta^{13}\text{C}$ (desviación isotópica de la matriz carbonática del acuífero) como ($\approx 0\text{‰}$). Como se muestra en las tablas 12.1 y 2, donde se realiza una comparación de las edades obtenidas por el modelo empleado para esta tesis y la obtenida por el modelo utilizado por el CAAAS, como así también la comparación de la edad informada por el laboratorio y la corregida para las muestras de esta tesis.

Tabla 12.1 Cálculo de corrección de edad para los datos del CAAAS, (1973)

Muestra		Sistema Acuífero	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	$A^{14}\text{C}$ pmC	Modelo	Pearson-gonfiantini (AP)	
Nombre	Nº				CAAAS (AP)	$\epsilon =$	-8.46
5410	CAAAS	SAC B	-9.5	12.3	16810	Años	13944
4975	CAAAS	SAC B	-9.6	14.6	15400	Años	12614
4029	CAAAS	SAC B	-9.5	15.9	14750	Años	11822
4130	CAAAS	SAC B	-9.5	21.5	12345	Años	9328
2038	CAAAS	SAC B	-9	12.9	16470	Años	13104
4643	CAAAS	SAC B	-8.8	7.7	20560	Años	17184
1017	CAAAS	SAC B	-8.3	9.5	18900	Años	14963
2037	CAAAS	SAC A	-8.3	27.6	10345	Años	6146

Tabla 12.2 Cálculo de corrección de edad para los datos de esta tesis.

Muestra		Sistema Acuífero	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	$A^{14}\text{C}$ pmC	Error	Edad ¹⁴ C	Error	Pearson-gonfiantini (AP)	
Nombre	Nº				1σ	(AP)	1σ	$\epsilon =$	-8.46
RPB28	331717	SAC A	-8.1	38.6	0.19	7653	39.45	Años	3133
RPB6	331718	SAC A	-7.8	11.4	0.11	17431	81.07	Años	12901
RSB101	331719	SAC B	-6.6	9.1	0.13	19278	118.89	Años	13432
SJB44	331720	SAC B	s/d	s/d	s/d	s/d	s/d	Años	s/d
RSB70	331721	SAC D	-11.6	1.8	0.06	32085	269.45	Años	31307

Las muestras (RPB28 y RPB6) fueron extraídas de dos perforaciones que se encuentran alineadas con la dirección de flujo del SAC A (Figura 12.3), arrojando valores de 3133 años para la muestra RPB28 que se encuentra aguas arriba y a una distancia aproximada de la zona de recarga de este sistema del orden de los 45 km, ubicada en el piedemonte de las Sierras Chicas de Córdoba, fuera del área de estudio. De esta manera se puede calcular una velocidad de flujo subterráneo del orden de 0,04 m/d, muy próxima a la velocidad de flujo calculada hidráulicamente promedio 0,036 m/d, lo cual arrojaba una edad del orden de 2.054 años. La muestra aguas abajo RPB 6 nos indica según el modelo de Pearson–Gonfiantini una edad de 12.901 años, mostrando una edad muy próxima a la calculada hidráulicamente 13.012 años, lo cual afirma que es correcto dividir el cálculo hidráulico en función de los cambios abruptos de gradiente y que la muestra se encuentra en una zona de descarga del sistema.

Para realizar el análisis del SAC B, se tomaron en campo dos muestras en dirección de flujo, de manera de poder encarar el problema con la misma lógica que el sistema anterior, pero

lamentablemente una de las muestras (SJB44) sufrió un problema de hermeticidad en el viaje de traslado desde Córdoba a Canadá. Como es lógico se ha utilizado en parte material antecedente del CAAAS, para poder realizar este análisis completo. De esta manera la muestra RSB101, indica según el modelo de Pearson–Gonfiantini una edad de 13.432 años y la muestra 4130 del CAAAS que indica una edad de 9.328 años y una distancia entre ellas del orden de los 40 km, nos da una velocidad de flujo del orden de los 0,026 m/d, muy próxima a la velocidad de flujo calculada por el método hidráulico (0,02 m/d).

La muestra RSB70 fue extraída de una perforación surgente de más de 320 m de profundidad, la cual explota el SAC D y según el modelo de Pearson–Gonfiantini tiene una edad de 31.307 años, indicando que este sistema es el que posee mayor tiempo de residencia, pudiendo calcular la velocidad de flujo subterráneo promedio desde el punto muestreado hasta donde conceptualmente se considera la zona de recarga (80 km), en el piedemonte de las sierras chicas de Córdoba. De esta manera se estimó la velocidad media en 0,007 m/d.

En función de la edad obtenida las muestras de agua quedarían comprendidas en recargas correspondientes al Holoceno temprano y Pleistoceno tardío, como se indica en la figura 12.4.

Los datos de ^{14}C y ^3H obtenidos por el CAAAS (1973) presentan ciertas anomalías debido a que se observan valores elevados de ^3H juntamente con edades corregidas por el modelo utilizado por el CAAAS mayores al tiempo de semidesintegración del ^3H . De todos los datos disponibles en el área de estudio, solo se han elegido por el momento estos para realizar la corrección por el método de Pearson y Gonfiantini (en Salem *et al.*, 1980), ya que presentan valores de $^3\text{H} < 2,5$ UT. Finalmente se muestra la Figura 12.5, donde se presentan en un block diagrama con las edades obtenidas para cada sistema.

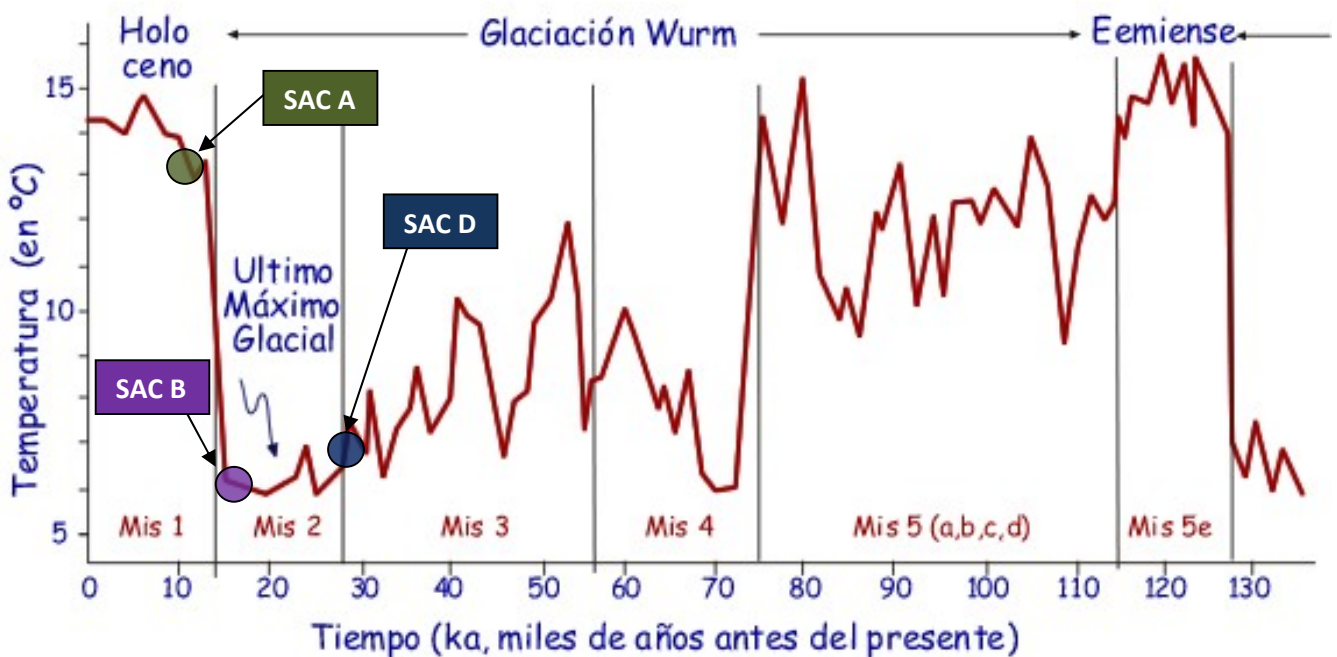


Figura 12.4 Último ciclo glacial según la temperatura de verano del agua superficial en el Atlántico a 53°N, estimado a partir de los foraminíferos planctónicos. Se señalan los estadios isotópicos marinos (mis) y el último máximo glacial. Destacando las edades obtenidas para los diferentes sistemas acuíferos confinados del área de estudio.



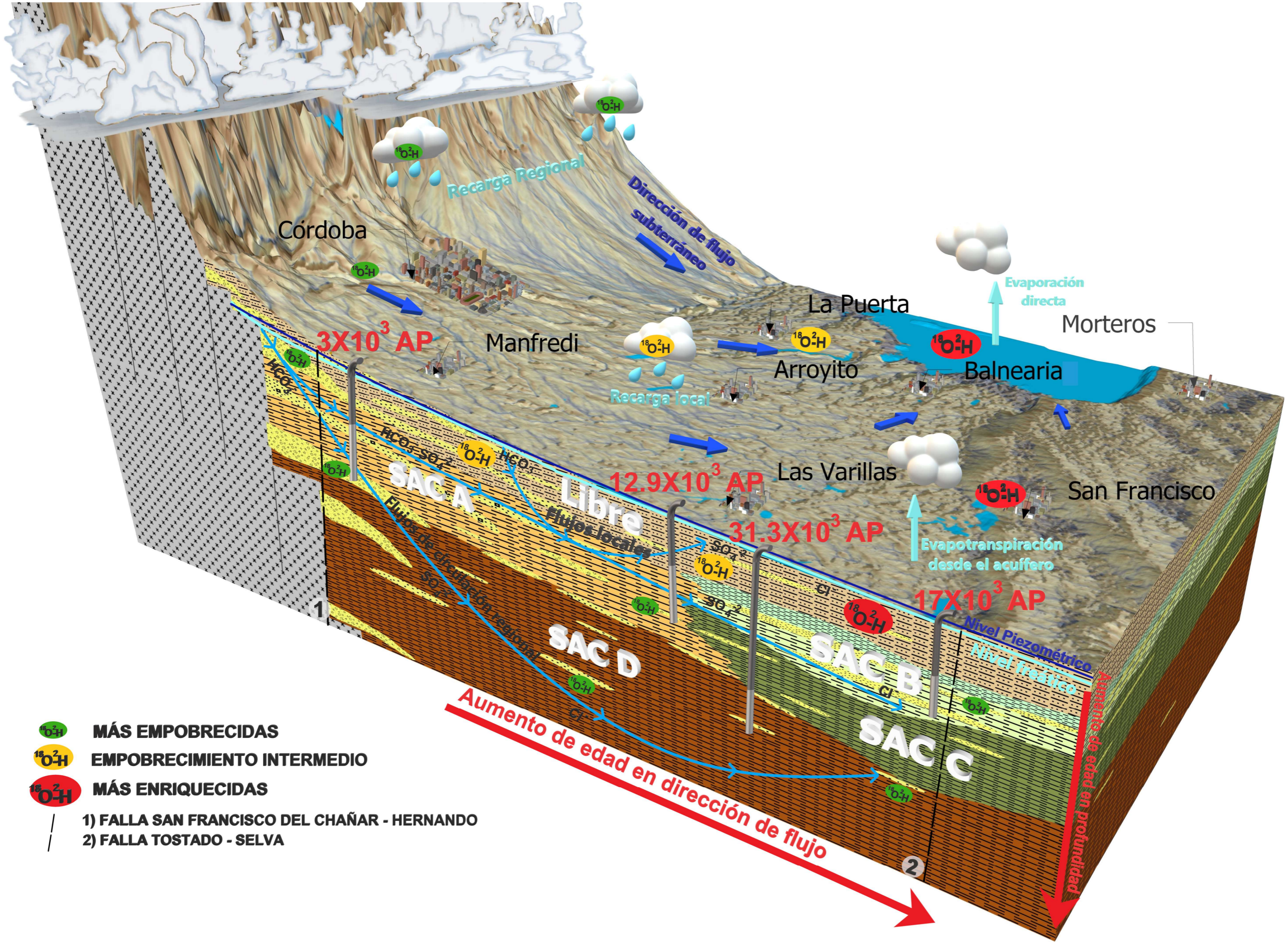


Figura 12.5 Block diagrama del modelo conceptual de funcionamiento de los sistemas acuíferos, abarcando las Sierras de Córdoba, mostrando los valores de edades obtenidas



CAPÍTULO 13 CONCLUSIONES

Este estudio permite concluir que las características hidrológicas e hidrogeológicas del área de estudio y en general del Este de Córdoba están fuertemente condicionadas por la interacción entre la tectónica y los procesos sedimentarios que originaron la forma del relieve y los depósitos sedimentarios hallados que constituyen el medio poroso donde se mueve el agua subterránea en función de la dinámica y las variaciones climáticas del ciclo hidrológico de las diversas épocas, condicionando la recarga del agua en los diferentes sistemas hidrológicos, probando así las **hipótesis A y B**. La conformación en bloques diferencialmente dislocados y gradualmente descendidos hacia el Este ha controlado desde el Paleógeno-Neógeno la sedimentación, lo que sumado a las variaciones climáticas del cuaternario y a eventos neotectónicos, han influenciado en los procesos hidrodinámicos y geoquímicos de los distintos sistemas acuíferos del área. De esta manera las características hidrogeológicas del sector occidental del área se encuentran condicionadas por un ambiente sedimentario que ha recibido una alternancia de aportes de materiales fluviales desde el bloque elevado que conforma las Sierras de Córdoba, formando grandes abanicos aluviales cuando la disponibilidad de agua era muy alta asociada a periodos interglaciares, como de materiales de origen eólico durante las glaciaciones, dando origen a sistemas acuíferos multicapa, los cuales presentan diferentes características en función de la unidad litoestratigráfica que los contiene, SAC A (Fm. Santiago Temple) y SAC D (Fm. Chaco). Mientras que las características hidrogeológicas en el sector oriental del área de estudio se encuentran condicionadas por ambientes de sedimentación tanto continental eólico y fluvial distal (SAC D) como marino producto de la ingresión del mar paranaense en el mioceno SAC C (Fm. Paraná) para luego pasar a un ambiente fluvial maduro con aportes de sedimentos provenientes posiblemente de la cuenca del Paraná SAC B (Fm. Puelche). Finalmente el acuífero libre de toda el área de estudio se encuentra alojado en materiales de origen principalmente eólico producto de la última glaciación y en menor medida fluvial relacionado a las fajas fluviales de las principales cuencas superficiales (Fm. Pampeano y Postpampeano).

Para el análisis climático las series de precipitaciones usadas y evaluadas resultaron estadísticamente consistentes. El clima del área, es mesotermal subhúmedo seco, con nulo o pequeño exceso de agua siendo el déficit menor a 100 mm. La precipitación media anual calculada para el período 1931-2011 es de 826 mm, valor obtenido como promedio de los métodos usados para el cálculo (polígonos y media aritmética). La serie muestra una alternancia en el tiempo de ciclos húmedos y secos, con una tendencia ascendente de las lluvias, principalmente a partir de 1970. Los períodos de excesos hídricos coinciden con los años o ciclos húmedos que generaron aumentos significativos del nivel freático en la región. Se observa que el 85% de las precipitaciones se concentran desde octubre a abril, distribución pluviométrica característica de un régimen monzónico, pudiendo observarse dos máximos, en diciembre y marzo. El análisis conjunto de diferentes estaciones pluviométricas permitió visualizar claramente

una variación espacial gradual de la cantidad de las precipitaciones, disminuyendo en sentido Este-Oeste. En ese sentido, y desde el punto de vista del comportamiento temporal, se observa desde una concentración principal en diciembre para el sector Oeste a una distribución de dos picos máximos de precipitación en diciembre y marzo en la zona central, a una concentración principal en marzo para el este, indicando un cambio en ese sentido del sistema climático que da origen a las precipitaciones, y como indican algunos autores, pudiendo ser parte del mismo la presencia de las sierras. Aunque el balance hídrico modular es deficitario, y con ausencia de excesos hídricos en todo el año, el balance hídrico seriado evidencia la existencia de ciclos húmedos y secos de diferente longitud. Los primeros muestran excesos hídricos variados destacándose 4 ciclos. El más notorio es el posterior a 1970 que produjo escurrimientos superficiales y recarga de acuíferos, evidenciados por importantes crecientes en cursos de agua y aumento de niveles en los sistemas lenticos por ejemplo Mar Chiquita y probados ascensos de niveles freáticos.

Un aspecto muy relevante es el comportamiento del acuífero analizado en lo relacionado a la ocurrencia de la recarga en relación a las precipitaciones. El nivel freático en el periodo 2013-2015 mostró hasta 1,45 m de ascenso, observándose que la mayor recarga ocurre en otoño e instala un nivel alto que se mantiene en el invierno, aspecto muy controlado por la evapotranspiración en este tipo de climas. Las variaciones de ascensos y descensos diarios del nivel freático son similares indicando que el acuífero no tiene gran inercia para la descarga sino que posee similares posibilidades recarga/ descarga en la zona monitoreada. Los cálculos durante un año hidrológico para el balance recarga/descarga del acuífero fue positivo resultando la recarga en un 7% de la precipitación caída que alimentó efectivamente al acuífero, resultado promisorio de reposición de agua a un recurso tan utilizado en la provincia.

Acorde con lo planteado en las **hipótesis A y E**, los sistemas fluviales principales que drenan el área (río Suquía y Xanaes) tienen cuencas que inician desde las Altas Cumbres (Batolito de Achala), el cual funciona como una zona receptora de precipitaciones y debido a su baja capacidad de almacenamiento (macizo fisurado) y altos gradientes topográficos se genera poca infiltración y grandes escurrimientos, los cuales son regulados por presas, sin embargo el caudal base de estos dos ríos, soportado por al agua subterránea alojada en el macizo fisurado, es suficiente para superar el tramo pedemontano con una clara relación de influencia con el acuífero libre, recargando aguas del tipo bicarbonatadas cálcicas y sódicas y con muy bajo contenido iónico (CE: 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Los demás cursos principales poseen las nacientes en las Sierras Chicas de Córdoba, con superficie de cuenca y monto de precipitaciones mucho menor, se infiltran poco antes de entrar en el área de estudio, recargando aguas dulces del tipo geoquímico bicarbonatadas cálcicas. El sector oriental del área se caracteriza por una relación de ríos efluentes, con bañados y sistemas fluviales típicos de zonas de descarga de agua subterránea, con aguas más evolucionadas, debido al aporte del agua subterránea en zonas intermedias y descarga regional, del tipo sulfatada sódicas, sulfatadas cloruradas sódicas y clorurada sódica y

de mayor contenido salino (CE:> 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$). El agua más salada se encuentra en la Mar Chiquita (CE: 91.800 $\mu\text{S}/\text{cm}$), por ser receptora de importantes sistemas fluviales y los fuertes procesos de evaporación que sufre.

Los cuerpos de aguas superficiales, río, arroyos serranos poseen una composición isotópica levemente más empobrecida ($\delta^{18}\text{O}$ promedio= -5,6 ‰; $\delta^2\text{H}$ promedio=-29 ‰) que las lluvias en la llanura (INTA Manfredi: $\delta^{18}\text{O}$ = -4,9‰; $\delta^2\text{H}$ = -24‰) evidenciando que las lluvias que caen en sierra y le dan origen sufren los efectos de altitud, continentalidad y disminución de la temperatura. En los sistemas hidrológicos superficiales ubicados dentro del área de estudio el agua se encuentra más enriquecida ($\delta^{18}\text{O}$ promedio=-4,3 ‰; $\delta^2\text{H}$ promedio= -23‰) respecto a las lluvias locales y con excesos de deuterio < 10, lo que estaría indicando que estos cuerpos sufren procesos de evaporación, más pronunciado en aquellos que presentan mayor concentración de sales. La composición isotópica de la laguna Mar Chiquita, cuenca del río Dulce y las del río Suquía y Xanaes en la llanura, se alinean en una recta de evaporación dada por la ecuación: $\delta^2\text{H}\text{‰} = 4,98 \delta^{18}\text{O}\text{‰} - 2,2\text{‰}$. Esta recta de evaporación concuerda con el modelo conceptual hidrológico de la zona, en el que la laguna Mar Chiquita es alimentada en su mayor parte por aguas evaporadas procedentes del río Dulce que ha recorrido largos trayectos en diferentes provincias argentinas (caudal promedio del orden de 80 m^3/s). Por otro lado, si bien las aguas del río Dulce muestran evaporación, el proceso de evaporación más importante se produce desde la laguna. También, se encuentra una vinculación con las muestras procedentes del río Xanaes y Suquía que están menos evaporadas pero que también aportan a la laguna, aunque en menor magnitud (caudal promedio de 20 m^3/s entre ambos ríos).

El acuífero libre, cuyo espesor es variable pero puede extenderse hasta aproximadamente los 100 m, se aloja en los sedimentos Cuaternarios eólicos y fluviales de origen continental, y está compuesto tanto de limo y limo arenoso de origen eólico, parcialmente cementados por CaCO_3 con características acuíferas pobres (K: 10^{-3} - 1 m/d), como de arenas, gravas y conglomerados de origen fluvial que le otorgan mejores condiciones acuíferas (K: 5 - 50 m/d), dependiendo de la influencia de las paleoactividad fluvial de los principales ríos y arroyos, especialmente de los ríos Suquía y Xanaes, es decir aquellos más grandes y que han mantenido importante actividad en los periodos interglaciares. Estos sedimentos fluviales gruesos van disminuyendo de espesor y granulometría hacia el Este. La base de este acuífero está constituida por materiales acuitardos y/o acuícludos (limosos, limo-arcillosos). La superficie freática muestra líneas de flujo regional de agua subterránea con dirección OSO-ESE, indicando que la zona principal de recarga se encontraría próxima a las sierras y como zona de descarga regional del sistema, la laguna Mar Chiquita. La morfología de la superficie freática se encuentra principalmente afectada por la geomorfología, destacando los cambios de relieve entre los sectores de sierras, pedemonte, planicies y depresión tectónica, y de manera subordinada por la litología, todos aspectos que condicionan la relación agua superficial-subterránea. Como se indicara, ésta es en general del tipo ríos influentes con recarga hacia el acuífero en los sectores de pedemonte, abanicos aluviales

proximales y llanura ondulada, pasando en dirección del flujo a relaciones del tipo efluente en sectores de los abanicos aluviales terminales y depresión tectónicas hasta la descarga regional del sistema en la laguna Mar Chiquita. Del análisis de variación de niveles piezométricos 1973-2013 se puede concluir que se ha producido un aumento general de los niveles para este período del orden de los 3 – 6 m, lo cual se encuentra en concordancia con la tendencia positiva de las precipitaciones, teniendo mayor incidencia en los sectores de mayor espesor de zona no saturada (sector occidental del área de estudio), mientras que este ascenso se puede evidenciar por el aumento de canales artificiales de desagüe de carácter permanente en los sectores orientales, donde la zona no saturada era de menor espesor.

La distribución de la salinidad muestra una estrecha relación con las unidades geomorfológicas identificadas, tal como se indicara en la **hipótesis C**, destacándose en el sector occidental del área de estudio, la zona de abanicos aluviales medios y terminales, con valores de CE bajos (entre 347 y 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), asociados a las fajas fluviales actuales de los Río Suquía y Xanaes, mostrando poco aumento de valores de CE en sentido de la dirección regional de flujo subterráneo, debido a que por un lado, son zonas con velocidades de circulación altas, disminuyendo el tiempo de contacto del agua con los sedimentos y consecuentemente los procesos que aportan iones al agua. En el sector oriental del área de estudio se encuentran los mayores valores de CE (entre 3.000 y 13.900 $\mu\text{S}/\text{cm}$), como resultado de una evolución clásica en el sentido regional del flujo subterráneo (hacia el Este-Noreste), con valores muy bajos de velocidad de flujo, debido a que los materiales que forman el acuífero son muy finos y a que el gradiente hidráulico es extremadamente bajo próximo a la zona de descarga regional del sistema. La composición geoquímica del agua asociada a las fajas fluviales es bicarbonatada sódica, incluso se puede apreciar una tendencia a evolucionar en el interfluvio de los Río Suquía y Xanaes hacia sulfatada sódica. En la Planicie Loéssica Elevada son sulfatadas – sódicas cálcicas y en menor medida sulfatadas bicarbonatadas – sódicas. En la Llanura Eólica son principalmente cloruradas sulfatadas – sódicas y en la Planicie Loéssica Oriental son sulfatadas cloruradas – sódicas, mostrando una evolución geoquímica normal en dirección del flujo.

Las concentraciones de arsénico y flúor en el agua freática son variables (As: 1 $\mu\text{g}/\text{L}$ a 2.100 $\mu\text{g}/\text{L}$; F: 0,1 mg/L a 9,6 mg/L) y forman parte del fondo natural asociado a los componentes principales del loess pampeano (vidrio volcánico, minerales y fragmentos líticos). Su distribución espacial se asocia a las unidades geomorfológicas definidas, dándose los tenores más elevados al Este del área y los más bajos asociados a las fajas fluviales, por lo que además se infiere un control importante de parte de la granulometría de los sedimentos. Los valores de Nitratos en el acuífero libre se vinculan claramente con el uso del territorio, pudiendo vincularse los valores más altos de nitrato con aquellos sectores donde se hace tambo y feed lot, mientras que los valores intermedios de nitratos pueden asociarse a contaminación difusa por uso de fertilizantes en los sistemas de producción con siembra directa. Algunos valores bajos en el sector occidental permiten interpretar

que los materiales más gruesos del acuífero pueden producir mayor dilución de los contenidos en nitrato por dispersión hidrodinámica, ya que las condiciones de uso del suelo son similares.

Desde la perspectiva de la composición isotópica el sector de sierras y piedemonte presenta valores más empobrecidos isotópicamente que en la llanura, obteniéndose para $\delta^{18}\text{O}$ un valor promedio de $-5,4\text{‰}$, y de -28‰ para el promedio de $\delta^2\text{H}$ con "d" promedio de 16. Esto conduce a mantener la hipótesis planteada para el área serrana en general, en el que se destaca la recarga de lluvias más empobrecidas isotópicamente, por efecto continental y de altura o por fraccionamiento a más bajas temperaturas, probando de esta manera las **hipótesis C y E**. El agua del acuífero libre en el área de estudio presenta una $\delta^{18}\text{O}$ promedio de $-4,6\text{‰}$, con un valor máximo de $-4,2\text{‰}$ y un mínimo de $-5,5\text{‰}$, y valores de $\delta^2\text{H}$ que van desde -29‰ a -21‰ , con un promedio de -25‰ , en general, es similar a las lluvias locales, principalmente las de los meses correspondientes a otoño y primavera, con excesos de deuterio variables, posiblemente debido a los distintos orígenes de las masas de aire. Estos datos isotópicos coinciden con importantes recargas otoñales percibidas en los niveles freáticos que se mantienen ascendidos, como se indicara, en invierno.

Por debajo del acuífero libre, el análisis hidroestratigráfico permitió clasificar los diferentes sistemas acuíferos confinados en función de la unidad litoestratigráfica que los contienen. De esta manera se definió el SAC A (sector occidental) entre 100 y 260 m de profundidad, contenido íntegramente en la Fm. Santiago Temple, compuesto principalmente por depósitos fluviales gruesos que hacia el este disminuyen de espesor (50 a 30 m) y de granulometría aumentando su grado de confinamiento en este sentido. Los caudales de explotación varían entre 15 y 150 m^3/h dependiendo de la cantidad de capas captadas y del diseño de la perforación. Los valores de K para este sistema son muy variables (K: 5 – 30 m/d). La superficie piezométrica muestra una dirección regional de flujo subterráneo con dirección predominante hacia el Nor-Este, cuyo gradiente hidráulico disminuye rápidamente luego de pasar la isopieza de 140, indicando un posible cambio litológico. La profundidad del nivel piezométrico es en general similar al libre, respondiendo a las variaciones del relieve, pudiendo encontrar niveles piezométricos más altos que el libre en el sector oriental. Comprobando lo planteado en las **hipótesis D y E**, el agua de este sistema poseen valores bajos de CE ($<1.600\ \mu\text{S}/\text{cm}$). Los valores más bajos de CE ($< 900\ \mu\text{S}/\text{cm}$) están directamente asociados a los abanicos aluviales medios y terminales con granulometrías gruesas de estas capas confinadas, generando poca evolución hidrogeoquímica en sentido de la dirección de flujo subterráneo, manteniendo su carácter de bicarbonatado en casi toda el área. La composición isotópica de este sistema muestra grandes variaciones, debido a que en el sector de los abanicos aluviales medios posiblemente exista una importante conexión hidráulica con el arco atmosférico, observándose valores similares al acuífero libre ($\delta^{18}\text{O}$ promedio $-4,6\text{‰}$; $\delta^2\text{H}$ promedio -22‰ ; "d" promedio 15). En cambio, las muestras obtenidas tanto de la Planicie Loéssica Inclinada como de los Abanicos Aluviales Terminales, donde se caracterizan por poseer materiales sedimentarios más finos, presenta valores relativamente más empobrecidos,

indicando una desconexión con las aguas meteóricas actuales ($\delta^{18}\text{O}$ promedio $-5,4\text{‰}$; $\delta^2\text{H}$ promedio -29‰ ; “d” promedio 14)

El Sistema Acuífero Confinado B que se encuentra alojado íntegramente en la Fm. Puelche, presente en el sector oriental del área de estudio desde 50 - 80 m hasta 110 – 140 m dependiendo de su posición. Está compuesto por arenas amarillentas medias a finas cuarzosas, redondeadas bien seleccionadas de origen fluvial, típicamente llamadas en la zona como “arenas puelches” con un espesor promedio de 15 m. Este sistema se caracteriza por presentar un grado de confinamiento muy uniforme, producido por una capa de arcilla varicolores en el tope de la Fm. Puelches, la cual es muy uniforme y subhorizontal, presentando surgencia (de 1 a 3 m) en aquellos sectores donde la superficie piezométrica del acuífero se encuentra por encima de la superficie topográfica, en las proximidades de la laguna Mar Chiquita y en un pequeño sector al Este del Fortín. En la Pampa Loéssica Oriental, el nivel piezométrico de este sistema queda por debajo del nivel freático, debido al resalto topográfico generado por la falla Tostado-Selva que levanta la Pampa Loéssica Oriental. Las Isopiezas muestran un flujo regional de agua subterránea convergente desde el Este y del Oeste hacia la depresión de Tortugas –San Antonio y luego hacia la Mar Chiquita, con un gradiente relativamente bajo, hasta llegar a la depresión de Tortugas-San Antonio, donde disminuye el gradiente al orden del 0,04%, en dirección hacia la Mar Chiquita, la cual funciona como descarga regional del sistema, por lo que se concluye que este sistema concentra aguas de diferentes direcciones y desde diferentes profundidades. Comprobando lo planteado en las **hipótesis D y E**, los mayores valores de CE ($>6.000 \mu\text{S/cm}$) se encuentran en todo el sector oriental del área de estudio, coincidiendo plenamente con la zona Planicie Loéssica Oriental, con aguas del tipo cloruradas sódicas, mientras que para el sector occidental del sistema se caracteriza por valores de CE relativamente bajos ($<3.000 \mu\text{S/cm}$) y aguas del tipo sulfatadas bicarbonatadas – sódicas menos evolucionadas, indicando junto con la dirección de flujo para este sector una recarga lateral desde el SAC A. La composición isotópica presenta una media de $\delta^{18}\text{O}$ del orden de $-5,9 \text{‰}$ (mín. = $-6,3 \text{‰}$; máx.= $-5,4 \text{‰}$) y de $\delta^2\text{H}$ de -35‰ (mín. = -39‰ ; máx. = -33‰) y “d” promedio de 12, es decir más empobrecido que SAC A.

El Sistema Acuífero Confinado “SAC C” yace debajo del SAC B con la misma distribución areal, está compuesto de delgadas capas de arena en la típica Fm Paraná, fundamentalmente formada por arcillas verdes, destacándose la presencia local de capas de gravas redondeadas y bien seleccionadas identificadas en la localidad de Balnearia, las cuales pueden corresponder a material procedentes de pulsos fluviales incorporados a esa formación, debido a la posición casi marginal en donde se alumbraron. Los valores de conductividad hidráulica son bajos, exceptuando la capa de gravas redondeadas. El grado de confinamiento es similar al SAC B, pero se encuentra muy poco explotado por su muy alta salinidad.

El Sistema Acuífero Confinado “SAC D” está compuesto por la Formación Chaco del Eoceno-Mioceno inferior, con finas capas de areniscas con intercalaciones arcilíticas de color pardo rojizo y yeso cristalino. Siempre por debajo de los 280 m de profundidad. El grado de confinamiento de

este sistema es muy alto, las alturas de surgencia varían según la profundidad de la capa captada, pudiendo identificar al menos dos, una capa acuífera surgente entre 260 y 310 m de profundidad con alturas de surgencia entre 3 y 13 metros, y la otra entre 310 y 360 m con mayores alturas (18-25 m), se encuentra explotado solo en un sector al norte de la localidad de Arroyito. La capa más somera (entre 260 y 310 m) posee valores de CE del orden de 3.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y la más profunda (entre 310 y 360 m) presenta valores de CE entre 825 y 1.200 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Con respecto a la hidroquímica de este sistema se puede decir que son en general aguas sulfatadas cloruradas-sódicas cálcicas con alto contenido iónico las correspondientes a la capa surgente más somera, en tanto que las muestras de la capa surgente más profunda presentan características de sulfatada bicarbonatada-sódica y sulfatada - sódica. La composición isotópica de este sistema es el más empobrecido de todos, con promedio de $\delta^{18}\text{O}$ de -6 ‰ (mín. = -6,3 ‰; máx. = -5,7 ‰) y de $\delta^2\text{H}$ de -36 ‰ (mín. = -37 ‰; máx. = -34 ‰) y “d” promedio de 13, es decir más empobrecido que los anteriores.

Los sistemas acuíferos SAC B y D, se encuentran más empobrecidos isotópicamente que el sistema SAC A y que el libre, lo que permiten inferir una desconexión con los sistemas suprayacentes (SAC A y libre) y recarga alóctona, al menos parcialmente desde sectores serranos, al Oeste del área de estudio, debido a la composición isotópica encontrada en los cuerpos de agua superficiales y subterráneos de estos sectores, los cuales mantienen la huella isotópica de las precipitaciones más livianas de las sierras (por fraccionamiento a más bajas temperaturas o por efecto continental) acorde a lo planteado en la **hipótesis D**. Tampoco se descarta la hipótesis de que las muestras más empobrecidas isotópicamente de estos sistemas profundos puedan corresponder a aguas más viejas, recargadas en otro período geológico en el que regían condiciones climáticas más frías que las del clima actual.

Con los métodos hidráulicos se estimaron edades entre 2.000-13.000 años para SAC A y más viejas para el SAC B: 11.000 - 18.000 años. A su vez la marca isotópica más empobrecida de los sistemas profundos, especialmente en SAC D, corroboraría que se trata de aguas más viejas, correspondientes a un clima más frío que el actual, aspecto que queda validado con las estimaciones de la edad. Así, la determinación de ^{14}C permitió estimar edades para SAC A s de 3.000 y 13.000 AP, indicando aguas recargadas durante períodos más fríos del Holoceno, entre la “Pequeña Edad de Hielo” y el final del “Óptimo Climático del Holoceno” y, durante la última glaciación para SAC B con edades entre 13.400 y 17.000 AP. En cambio, las edades de ^{14}C del SAC D, permiten inferir recarga durante la Glaciación Würm, (31.300 AP) es decir que se trataría de paleoaguas pleistocénicas. Estas edades se corresponden con el modelo hidrogeológico conceptual, dado que la edad se incrementa en sentido Oeste – Noreste, acorde a la dirección de flujo subterráneo y además, se corresponde con la profundidad a la que se encuentran los diferentes sistemas de acuíferos confinados.

Finalmente se ha cumplido el objetivo generar de esta tesis, ya que el modelo hidrogeológico elaborado para esta tesis y junto con los modelos realizados para el sur de Córdoba por la UNRC,

han permitido aportar a la elaboración de políticas de gestión del recursos a través de resoluciones, principalmente la 428/2016 emitidas por la autoridad de aplicación “Secretaría de Recursos Hídricos de Córdoba”, la cual utiliza la misma nomenclatura de los sistemas acuíferos e incorpora la cartografía resultante de las mencionadas investigaciones, y regula el uso de los SAC con tasas de renovación muy bajas, limitando los caudales de explotación y evitando la comunicación de los diferentes sistemas con una misma perforación. Además se determinaron zonas hidrogeológicas marginales donde se restringen los permisos de usos de agua subterráneas y a través del articulado de la resolución se plantea una serie de buenas prácticas hidrogeológicas con la finalidad de proteger el recurso.

CAPÍTULO 14 BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

- Aceñolaza, F., 2000.** La Formación Paraná (Mioceno medio): estratigrafía, distribución regional y unidades equivalentes. En Aceñolaza y Herbst (Ed) "El Neógeno en Argentina". INSUGEO, Serie Correlación Geológica 14: 9-27. Tucumán. ISSN 1514-4186.
- Aggarwal, P., J. Gat y K. Froehlich, 2005.** Isotopes in the water Cycle: Past, present and future of a developing science. Springer. Netherlands. ISBN 10-1-4020-3010.
- Albero, M. C. and Panarello, H. O., 1980.** Tritium and Stable Isotopes Contents in Precipitation Water in South America. En César Rodríguez y E. Briceño (eds.). Proceedings of the First Interamerican Symposium on Isotope Hydrology 91-100. Bogotá, Colombia.
- Albero, M. C. y Panarello, H. O., 1981.** Tritio e isótopos estables en aguas de precipitaciones en América del Sur. Interamerican Symposium on Isotope Hydrology, Bogotá, Colombia: 91-109.
- Albero, M. C., M. Levin, H. O. Panarello, E. García y P. Lohn, 1987.** Isotopic evidence for the different origins of the Tulum Valley groundwaters (San Juan, Argentina). Proceedings of the Symposium Isotope Techniques in Water Resources development, 287-299. Viena.
- Albouy, R. y G. Bonorino, 1995.** Método multivariado de componentes principales: su aplicación a la hidroquímica del sistema hidrotermal profundo de Bahía Blanca. Correlación geológica N° 11: 41-49. ISSN 217428.
- Álvarez, L.A, Fernández-Seveso, F., Pérez, M.A., Bolaffi, N.D., 1990.** Estratigrafía de la Cuenca Saliniana (resumen), en XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Argentina: Actas, 2, 145-148.
- Alincastró N. y Algozino R., 2010.** Aplicación *Liqko 1.0* para cálculo de recarga de aguas subterráneas. UNRC
- Araguás Araguás, L., Danesi, P., Froehlich, K. y Rozanski, K., 1996.** Global monitoring of the isotopic composition of precipitation. Journal of Radioanalytical and nuclear Chemistry, Articles, 205 (2):189-200.
- Appelo, C. y D. Postma, 1996.** Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema. Rotterdam. ISBN 90 5410 105 9. 536 p.
- Archangelisky, S. 1976.** Palinología del Paleoceno de Chubut. II. Diagramas polínicos. Ameghiniana 13: 43-55
- Argüello, G.L.; Sanabria, J. A.; Manzur, A. 1996.** "Caracterización de materiales parentales de suelos según parámetros estadísticos en un sector de la Depresión Periférica, Provincia de Córdoba, Argentina." XIII Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. Solo-Suelo 1996, Aguas do Lindoia. Brasil.
- Barrionuevo, N. Feler, M. V., Sepulcrí, M. G., 2013.** EVOLUCION DEL AREA REGADA EN CULTIVOS DE VERANO CON PIVOT CENTRAL EN LA PROVINCIA DE CORDOBA. XXIV° Congreso Nacional del Agua 2013. San Juan, 14 al 18 de Octubre de 2013. Inédito.
- Bavera, G. A., 2001.** Manual de Aguas y Aguadas para el ganado. Edit. Hemisf. Sur S.A. ISBN 987-43-2856-8. 387 p.
- Becher Quinodoz F. 2014.** Implicancias ambientales de las relaciones hidrodinámicas e hidroquímicas entre aguas superficiales y subterráneas en la planicie arenosa del sur de Córdoba. Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto
- Bertoldi de Pomar H. (1953).** Contribución al conocimiento del origen de la laguna Mar Chiquita de la Provincia de Córdoba. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Córdoba.
- Bethke, C. M. and T. M. Johnson, 2002.** Paradox of groundwater age: correction. Geology, 30(4):385-388.
- Bethke C. y T. Johnson, 2008.** Groundwater Age and Groundwater Age Dating. Earth Planet. 36:121-52
- Blarasin, M., 1984.** Hidrología subterránea de la zona de Laguna Oscura. Córdoba. Tesis de Lic. UNRC. Inédito. 150 pág.
- Blarasin, M.T., Sánchez, M.L., 1987.** Secuencia evolutiva de dunas cuaternarias en el sector de la Laguna Oscura. Departamento Río Cuarto, Provincia de Córdoba, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas III, 297-300.
- Blarasin, M., A. Cabrera, M. Villegas y C. Eric, 1995.** Mapa de Riesgo a la Contaminación del Acuífero Libre por Uso de Agroquímicos en la Hoja 3363-19-1. Río Cuarto, Dpto. Río Cuarto, Prov. de Córdoba. Argentina. Revista de ASAGAI: 115-134. ISSN 0326-1921.
- Blarasin, M., A. Cabrera, M. Villegas, C. Frigerio y S. Bettera, 1995.** Contaminación del agua subterránea destinada a consumo humano. Cca. Del Bañado, Río IV. Geología Ambiental y Ordenación del Territorio: Problemática geoambiental y desarrollo sustentable. Tomo I: 23-41. Cantú (Ed.). ISBN 950-665-024-1.
- Blarasin, M. y A. Cabrera, 1995.** Cartografía de Diagnóstico y Prescriptiva como base para la Actualización del Catastro Rural. Área San Basilio-Monte de los Gauchos. Parte II: Carta de Aptitudes y Restricciones de Uso del Agua Subterránea". Rev. de ASAGAI: 97-114. ISSN 0326-1921.
- Blarasin, M. y A. Cabrera, 1995.** Evaluación de las Aptitudes y Restricciones de Uso del Agua Subterránea para Emplendimientos Rurales y Urbanos en los Municipios de San Basilio, Adelia María y Monte de los Gauchos. Cba. Serie Correl. Geol. N°11: 161-171. Tineo (Ed.). ISSN 217428.
- Blarasin, M., A. Cabrera, M. Villegas, C. Frigerio y S. Bettera. 1996.** Groundwater contaminated with effluents of in situ septic tank systems. Environmental Hydrology Report ISSN 1067-3997.
- Blarasin, M., G. Bernetti, A. Cabrera y M. Gómez, 1998.** Evaluación Ambiental del Agua Subterránea de Uso Rural y Urbano en la zona de Alejo Ledesma, Córdoba, Argentina. II Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. Pp. 10-21. Jujuy.
- Blarasin M., A. Cabrera, M. Villegas, Bettera S., Frigerio C. y Lombardo D, 1999.** Evaluación ambiental del impacto de sistemas de saneamiento domiciliarios sobre el agua subterránea. Bo. San Martín, Río Cuarto, Cba. Serie Correl. Geol. N° 13: 177-186. Tineo (Ed.) ISSN 1514- 4186.
- Blarasin M, Cabrera A. y S. Degiovanni, 2000.** Hidrogeología Regional: el agua subterránea como recurso fundamental del Sur de la Prov. de Cba. Actas Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas. Fortaleza. Brasil.
- Blarasin, M., A. Cabrera y G. Villalba, 2001.** Groundwater contaminated with arsenic and fluoride in the Chaco-Pampeana Plain. Journal of Environmental Hydrology. ISSN: 1058-3912. Publ. de la International Association of Environmental Hydrology. Paper 6. Vol. 9. 9 pp.

- Blarasin M., Degiovanni S., Cabrera A. y Doffo N., 2001. Análisis de aptitud geoambiental para la ubicación de una planta de residuos sólidos urbanos para la ciudad de Río Cuarto y región. Córdoba. Argentina. III Congr. de Geol. Amb. y Ordenación del Territorio. Mar del Plata.
- Blarasin, M. y A. Cabrera, 2001. Capítulo Hidrogeología. Hoja Geológica 3363-III Río Cuarto. Secretaría de Minería de la Nación.
- Blarasin M., A. Cabrera, C. Frigerio y S. Bettera, 2002. Risk of groundwater pollution by on site sanitation, geochemical models and geoindicators, Río Cuarto city, Argentina. En Commissioned Report CR/02/079N del British Geological Service "Assessing risk to groundwater from on site sanitation: Scientific review and case studies". Pág 99-111.
- Blarasin, M. 2003. Geohidrología ambiental del Sur de Córdoba, con énfasis en la ciudad de Río Cuarto y su entorno rural. Tesis Doctoral. UNRC. 370 páginas.
- Blarasin, M., A. Cabrera, M. Paris, M. Cantú y J. Bellin, 2005. Hidrogeoquímica y monitoreo de indicadores del acuífero freático en una cuenca rural pedemontana para evaluar cambios ambientales, Cba. Argentina. En "Hidrología Subterránea y aspectos ambientales" ISBN 950-665-347-X-pag. 245-256. Ed UNRC. Blarasin, M., A. Cabrera y E. Matteoda Eds.
- Blarasin M., Cabrera A., Matteoda E. y M. J. Giuliano Albo, 2008. Análisis multivariado de metales pesados en agua subterránea y su relación con actividades agropecuarias. Pág. 34. El reto del desarrollo sostenible. Estrategias y Acciones. Diálogos y Propuestas. Ed. Universidad Nacional de Catamarca, 2008. ISBN 978-950-746-168-2.
- Blarasin M., Bécher Quinodóz F., Felizzia J., Giuliano Albo J. y A. Cabrera, 2012. Hidrogeoquímica del acuífero freático, anomalías en nitratos y relación con valores de fondo natural, Justo Daract, San Luis. II Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie (RAGSU). Bahía Blanca, Buenos Aires. Resumen extendido. En CD: pág. 23-29. Edic. de la UNS. ISBN: 978-987-1620-86-9.
- Blarasin, M., Cabrera A., Matteoda E., Aguirre M., Giuliano Albo J., Bécher Quinodóz F. y L. Maldonado y H. Frontera, 2014. Recursos hídricos subterráneos de Córdoba. Parte I: Aspectos litológicos, hidráulicos, cambios de régimen y reservas de los principales acuíferos. Parte II: Aspectos geoquímicos, isotópicos, contaminación y aptitudes de uso. Relatorio Congreso Geológico Argentino.
- Bocanegra, E., 1994. Modelación hidrogeoquímica de los procesos de salinización del acuífero de Mar del Plata, Argentina. Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Bocanegra y Rapaccini (Eds.) Mar del Plata. 349-360.
- Bocanegra, E., D. Martínez, H. Massone y M. Benavente, 2002. Quantitative studies in coastal hydrogeology in Mar del Plata, Argentina. Aguas Subterráneas y Desarrollo Humano. XXXII IAH y VI ALHSUD Congreso 2002. Mar del Plata. CD.
- Bonorino, A. G., 1988. Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca. Tesis doctoral. Inédita. UNS.
- Bonorino, A. G., H. O. Panarello y M. C. Alberio. 1989. Evolución isotópica y química del agua subterránea del acuífero profundo de la Formación Ombucta en la región de Bahía Blanca, Argentina. INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY, Technical Document TECDOC 502: 33-50.
- Bonorino, A. 1994. Estudio de la dinámica de las aguas subterráneas del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca. Utilización de isótopos ambientales. Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Bocanegra y Rapaccini Eds. Mar del Plata.
- Bodenbender, G., 1911. Contrucción geológica de la parte meridional de La Riojay regiones limítrofes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 19:1-220, Córdoba.
- Brassington R., 2007. Field Hydrogeology. John Wiley & Sons Ltd, England.
- Brunetto, E. e Iriondo, M. 2007 – Neotectónica en la Pampa Norte, Argentina. Rev. Soc. Geológica de España, 20(1-2):17-29. Madrid.
- Cabrera A. y M. Blarasin, 1994. Estudio Geohidrológico de la zona entre San Basilio y Monte de los Gauchos. Córdoba. XV Congr. Nac. del Agua. Tomo I: 141-154. La Plata. Argentina.
- Cabrera, A. y M. Blarasin. 1996. Assessment of suitabilities of a phreatic aquifer to plan the use of groundwater for rural activities. Environmental Hydrology Report. ISSN 1067-3997.
- Cabrera, A., y M. Blarasin, 1997. Información de base para la planificación del uso de los recursos hídricos subterráneos en una zona con fuerte control estructural en la Llanura Argentina". Investig. Hidrogeol. Cuba. TAHICU '96: 283-301. Arellano y Gómez (Eds.). BI-2133-97.
- Cabrera, A. y M. Blarasin, 1997. Caracterización de los subsistemas ecológicos de la cuenca del arroyo Los Jagüeles y evaluación de la contaminación por nitratos en el acuífero libre del agroecosistema. Prov. de Córdoba. I Congr. Nac. de Hidrogeología y III Seminario Hispano-Arg. sobre temas actuales de Hidrología Subt. Tomo I: 415-429. Bahía Blanca.
- Cabrera A. y M. Blarasin, 1999. Contamination by nitrates in the phreatic aquifer of an agroecosystem of the chacopampeana plain. Córdoba. Argentina. Journal of Environmental Hydrology, Paper 17, Vol. 7, 10 pp, ISSN 1058-3912.
- Cabrera A. y M. Blarasin, 2000. Hidrogeoquímica y análisis multivariado en el acuífero freático de una cuenca de llanura al Sur de Córdoba, Argentina. Congreso Mundial Integrado de aguas subterráneas. Fortaleza. Brasil.
- Cabrera A. y M. Blarasin, 2001. Geoquímica de Flúor y Arsénico en el agua subterránea del Sur de Córdoba, Argentina. En "Las Caras del agua subterránea". Barcelona. España. Vol. 1, pág. 83-89, ISBN 84-7840-427-9- Edit. Instituto Geológico Minero de España.
- Cabrera, A., M. Blarasin y G. Villalba, 2003. Arsénico en el agua subterránea de ecosistemas rurales del Sur de Cba.: Geoquímica y Problemática Ambiental involucrada. III Congr. Arg. de Hidrogeología y I Seminario Hispano-Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Rosario.
- Cabrera A., M. Blarasin, S. Cabrera, E. Matteoda, M. L. Gómez, G. Villaba, F. Hildmann y A. Bettera, 2005. Arsénico y Flúor en el acuífero freático en el Sur de Córdoba: línea de base hidroquímica y problemática ambiental vinculada. En Arsénico en aguas: origen, movilidad y tratamiento. Pág. 41-52. ISBN: 987-05-0058-7 Ed. Galindo, Fernández Turiel, Parada, Gimeno Torrente.
- Cabrera, A., 2009. Evolución Hidrogeoquímica e Isótopos Ambientales del Sistema Acuífero asociado a los Ambientes Morfotectónicos de la Falla Regional Tigre Muerto. Córdoba. Argentina. Tesis Doctoral UNRC. Inédito. 354 pág.
- Cabrera, A., M. Blarasin, E. Matteoda y J. Giuliano Albo, 2009. Modelación geoquímica del acuífero freático sedimentario en la zona de San Basilio, Córdoba. Argentina. En "Aportes de la Hidrogeología al conocimiento de los Recursos Hídricos" pág. 642-651. Mariño y Schulz (Eds.). ISBN. 978-987-1082-36-0.
- Cabrera A., M. Blarasin y E. Matteoda, 2010. Análisis hidrodinámico, geoquímico e isotópico de base para la evaluación de sistemas hidrotermales de baja temperatura en la llanura cordobesa, Argentina. Boletín Geológico y Minero. 121 (4): 387-400

- Cabrera A., M. Blarasin, C. Dapeña y L.Maldonado, 2013.** Composición físico-química e isotópica de precipitaciones del Sur de Córdoba. Estación Río Cuarto-Red Nacional de Colectores. Argentina. Agua Subterránea Recurso Estratégico. Tomo II. EdULP. ISBN: 987-1985-04-5
- Cantú, M.P., Blarasin, M.T., 1987.** Geología del Pleistoceno Superior-Holoceno del Arroyo Las Lajas Km. 630. Departamento Río Cuarto, Provincia de Córdoba. X Congreso Geológico Argentino, Actas I, 337-340.
- Cantú, M.P., Degiovanni, S.B., 1987.** Génesis de los sistemas lagunares del centro-sur de la provincia de Córdoba, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas III, 289-292.
- Cantú, M.P., 1992.** Provincia de Córdoba. In: Iriondo, M. (Ed.), El Holoceno en La Argentina, Paraná, Argentina, vol. I, pp. 1-16
- Cantu, M. P., A. R. Becker y H. F. Schiavo, 1998.** La fragilidad natural del suelo y el uso del territorio como factores condicionantes del proceso de erosión en la región pampeana subhúmeda, Arg. Cong. Intern. Ciencia del Suelo. Francia.
- Cantú, M.P., Schiavo, H.F., Musso, T.B., Becker, A.R., 2004,** Paleosuelos del Pleistoceno superior-Holoceno del sur de la provincia de Córdoba, Argentina: (cd-rom), Actas del XIX Congreso Internacional de las Ciencias del Suelo, 11 p.
- Cantú M., Becker A., Bedano C., Blarasin M., Parra B., A. Cabrera, Grumelli M., Matteoda E. y H. Schiavo, 2008.** Indicadores de sustentabilidad ambiental, Estudio de caso: Cuenca arroyo La Colacha. En "Evaluación de la sustentabilidad ambiental en sistemas agropecuarios" Cantú, Becker, Bedano eds. ISBN 978-987-1003-58-7 pag. 113-129 Ed. UNRC.
- Capitanelli, R.1979.** "Capítulo V.Geomorfología" En: Vazquez,J.B. (ed) Geografía Física de Córdoba. Ed Buol. Bs.As: 213-296.
- Casali, N., 1988.** Sedimentología de las secuencias cuaternarias expuestas en el tramo final Tesis doctoral "Evolución hidrogeoquímica e isótopos ambientales del sistema acuífero asociado a los ambientes morfotectónicos de la falla regional Tigre Muerto. Córdoba. Argentina". Adriana E. Cabrera del Ao Cipión, Cuatro Vientos, Dpto Río Cuarto. 2º Reunión Arg. de Sedimentología. 51-55. Bs. As.
- Carignano, C.A., 1994.** Utilización de los sensores remotos en el estudio de la dinámica y evolución de los ambientes geomorfológicos en la Provincia de Córdoba. Informe Interno CONICET. Unpublished.
- Carignano, C.A., 1996.** Evolución de los ambientes geomorfológicos en el pie de monte noroccidental de las sierras Chicas y bolsón de las Salinas, durante el Cuaternario Superior. Informe Interno CONICET. Unpublished.
- Carignano, C., Ungaro, R., 1988a.** Geología y geomorfología de la cuenca del Río Segundo. In: Proyecto de Cooperación Hispano Argentino. (UNESCO-ICI). Planificación Integrada del Medio, Evaluación del Impacto Ambiental y Formación de un Equipo de Técnicos. Estudio Piloto al Norte de Córdoba (República Argentina).
- Carignano, C., Ungaro, R., 1988b.** Geología y geomorfología de Mar Chiquita. In: Proyecto de Cooperación Hispano Argentino. (UNESCO-ICI). Planificación Integrada del Medio, Evaluación del Impacto Ambiental y Formación de un Equipo de Técnicos. Estudio Piloto al Norte de Córdoba (República Argentina).
- Carignano, C., Ungaro, R., 1988c.** Geología y geomorfología del Departamento Pocho. In: Proyecto de Cooperación Hispano Argentino. (UNESCO-ICI). Planificación Integrada del Medio, Evaluación del Impacto Ambiental y Formación de un Equipo de Técnicos. Estudio Piloto al Norte de Córdoba (República Argentina).
- Carignano, C.A., 1996.** Evolución de los ambientes geomorfológicos en el pie de monte noroccidental de las sierras Chicas y bolsón de las Salinas, durante el Cuaternario Superior. Informe Interno CONICET. Unpublished.
- Carignano, C.A., 1999.** Late Pleistocene to recent climate change in Córdoba province, Argentina: geomorphological evidence: Quaternary International, 57/58, 117-134.
- C.A.A.A.S., 1973.** Recursos de aguas subterráneas y su aprovechamiento en la llanura pampeana y en el valle del Conlara, Provincias de Córdoba, Santa Fe y San Luis, República Argentina. Convenio Argentino Alemán de Aguas Subterráneas. 6 Tomos. Servicio Geológico de la República Federal de Alemania.
- Cione, A.L., Tonni, E.P., 1999.** Biostratigraphy and chronological scale of upper-most Cenozoic in the Pampean Area, Argentina, in E.P. Tonni y L.A. Cione (eds.), Quaternary Vertebrate Paleontology in South America, Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 12, 23-52.
- Clark, I. D. and P. Fritz, 1997.** Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis, New York.
- Clark, I. 2015.** Groundwater Geochemistry and Isotopes. CRC press. Boca Raton, Florida. 456 p.
- Código Alimentario Argentino. 1994.** Resolución 494/94. Boletín Oficial No 27.932, 1a sección. art. 982 modificado.
- Coleman, M.L., Sheperd, T.J., Durham, J.J., Rouse, J.E. and Moore, F.R., 1982.** A rapid and precise technique for reduction of water with Zinc for Hydrogen isotope analysis. Analytical Chemistry. 54: 993-995.
- Coetsiers M. and K. Walraevens, 2007.** Application to CKS_0200_gwl_1 and compliance testing of the methodology developed in BRIDGE for the determination of threshold values and natural background levels for groundwater bodies. Water Pollution in natural porous media at different scales. Assessment of fate, impact and indicators. WAPO. 107-114 ISBN 978-84-7840-676-0 Ed. Candela et al.
- Combina, A., 1990a.** Reconstrucción paleoambiental de los arroyos La Barranquita y Cipión, en el área de confluencia, Cuatro Vientos, Córdoba. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto, 106 pp. (inédito).
- Combina, A., 1990b.** Sistemas efímeros desarrollados dentro de mantos de Loess, en la zona de Cuatro Vientos, Río Cuarto, Córdoba, Argentina. Simposio Internacional del Loess, Actas 59-63, Mar del Plata.
- Combina A. y M. Sanchez, 1992.** Litofacies y elementos arquitecturales de Río Cuarto entre los 64° 38' 13" y los 64° 17' 02" de Longitud Oeste y entre los 33° 01' 41" y los 33° 08' 13" de Latitud Sur, Prov. Córdoba, República Argentina. IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas I:243-250, La Plata.
- Combina A. y M. Sanchez, 2002** Depósitos de abanico aluvial dominados por arenas y limos en el pedemonte de las Sierras de Comenchigones, provincia de Córdoba. IX Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes 68, Córdoba.
- Craig, H., 1961 a.** Standard for reporting concentrations in deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science, 133: 1833-1834.
- Craig, H., 1961 b.** Isotope variations in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.
- Craig, H., S. L. Miller, and G. J. Wasserburg (Eds.), 1964.** Isotopic and Cosmic Chemistry. North-Holland, Amsterdam.
- Custodio, E. y M. Llamas, 1983.** Hidrología subterránea. Ediciones Omega. Barcelona. 2 Vol. 1-2350.
- Custodio, E., 1993.** Hidrogeoquímica e Isotopía ambiental. Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Bocanegra y Rapaccini (Eds.). Mar del Plata. Pp. 61-78.
- Custodio, E., 2005.** Técnicas hidroquímicas e isotópicas para el estudio de la relación agua subterránea-agua superficial. II Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subterránea, Actas: 239-249. Río Cuarto, Argentina.
- Dansgaard, W., 1964.** Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, 436-468.
- Dapeña, C. y H. Panarello, 1995.** Preliminary Isotopic Study of the Laguna Mar Chiquita, Córdoba, Argentina. Informe presentado en First Research Coordination Meeting of the IAEA. Coordinated Research Programme (CRP) on

- "Isotope Techniques in Lake Dynamics Investigations" Large Lakes Observatory, University of Minnesota, Duluth, USA.
- Dapeña, C., Panarello, H. O., Nicolli, H., 1997.** Environmental isotope balance of Laguna Mar Chiquita, Córdoba, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology, Campos Jordão Sao Pablo Brasil, June 15-18, 1997. Extended Abstracts: 101-103.
- Dapeña, C. y Panarello, H.O., 1999.** Development of the National Network for Isotopes in Precipitation of Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, ACTAS, 503-508
- Dapeña, C. y H. Panarello, 2002.** Red Nacional de Colectores de Isótopos en Precipitaciones en Argentina: Su importancia en estudios Hidrogeológicos. Aguas Subterráneas y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALHSUD Congreso. Mar del Plata.
- Dapeña, C., Schulz, C., Panarello, H., Dornes P. y Dalmaso, G., 2002.** Estudio Isotópico preliminar del acuífero del Valle Argentino, prov. de La Pampa, Argentina. Aguas Subterráneas y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALHSUD Congreso. Mar del Plata.
- Dapeña, C. y H. Panarello, 2003.** Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires. Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. Memorias del III Congreso Arg. Hidrogeología y I Seminario Hispano-Latinoamericano Temas actuales hidrología subterránea. Rosario. T 2: 473-482.
- Dapeña, C., y Panarello, H.O., 2004.** Composición isotópica de la lluvia de Buenos Aires. Su importancia para el estudio de los sistemas hidrológicos pampeanos. Revista Latino-Americana de Hidrogeología, N.4, p.17-25, 2004.
- Dapeña, C. y Panarello, H. O., 2005.,** Evolución y estado actual de la Red Nacional de Colectores de Isótopos en Precipitación de la República Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata, Actas II: 635-642. ISBN 987-595-001-7.
- Dapeña, C., y Panarello, H.O., 2007.** Application of environmental isotopes techniques to selected hydrological Pampean Systems. Argentina. International Symposium on Advances in Isotope Hydrology and its role in Sustainable Water Resources Management (HIS-2007), Vienna, Austria. CN151-90. 6p.
- Dapeña C., 2008.** Isótopos ambientales livianos. Su aplicación en hidrología e hidrogeología. Tesis doctoral. UBA. Inédita.
- Dapeña C., M. Varni, H. Panarello, E. Ducosy P. Weinzentel y E. Usunoff, 2010.** Composición isotópica de la precipitación de la Estación Azul, provincia de Buenos Aires. Red Nacional de Colectores Argentina. Congreso Internacional de Hidrología de Llanuras. Azul. Bs As.
- Dargám, R.M., 1995.** Geochemistry of waters and brines from Salinas Grandes basin, Córdoba, Argentina. I - Geomorphology and hydrochemical characteristics. International Journal of Salt Lake Research 3, 137-158.
- Davis, S. and R. De Wiest, 1971.** Hidrogeología. Ed. Ariel. 554 pág.
- Degiovanni, S., M. Blarasin y A. Cabrera, 1995.** Cartografía de Diagnóstico y Prescriptiva como base para la Actualización del Catastro Rural Área San Basilio-Monte de los Gauchos. Parte I: Carta de Deterioro Actual y de Susceptibilidad a la Erosión de Tierra". Rev. ASAGAI: 80-96. ISSN 0326-1921.
- Degiovanni S., M. Villegas y N. Doffo, 2003.** Geomorfología del extremo Sur de la Sierra de Comechingones. II Cong. Nac. de Cuaternario y Geomorfología (S.M.Tucumán). Cuaternario y Geomorfología. ISBN 987-9390-47-4. pág 257-266.
- Degiovanni, S., M. Villegas, M. Blarasin y G. Sagripanti, 2005.** Hoja Geológica 3363-III Río Cuarto. Secretaría de Minería de la Nación.
- Degiovanni, S., M. Villegas, M. Blarasin y G. Sagripanti. 2001.** Hoja Geológica 3363-III Río Cuarto. Secretaría de Minería de la Nación. Inédito en proceso de edición.
- Deutsch, W. J., 1997.** Groundwater Contamination Geochemistry. Lewis Publishers. ISBN 0-87371-308-7. 221 p.
- Doering A., 1882.** Informe Oficial de la comisión científica agregada al Estado Mayor Gral. De la Expedición al Río Negro (Patagonia), realizada en los meses de abril, mayo y junio de 1879, bajo las órdenes del Gral. Julio Roca. Geología, Bs. As., 3
- Domenico P. y F. Schwartz, 1990.** Physical and chemical hydrogeology. Ed. Wiley and Sons.
- Drever, J. 1982.** The geochemistry of natural waters. Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J.: 1- 388.
- Drever, J., 2002.** The Geochemistry of natural water, surface and groundwater environmental. 3rd. Edition. Prentice Hall.
- Edmunds, W. M. and P. Shand, 2008.** Natural Groundwater Quality. ISBN: 978-1-4051-5675-2. Hardcover. 488 pages. March 2008, Wiley-Blackwell.
- Elanem, 2000.** Quantitative indicators and indices of environmental quality and sustainability, an Euro-Latin American Network for Environmental Assessment and Monitoring. Anual Report: Región de Río Cuarto. INCO-DC.
- Eriksson, E. y V. Khunakasem, 1969.** Chloride concentration in groundwater, recharge rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. Journal of Hydrology, 7: 178-197.
- Escuder R., J. Fraile, S. Jordana, F. Ribera, X. Sánchez-Vila y E. Vázquez Suñé , 2009.** Hidrogeología. Conceptos Básicos de Hidrogeología Subterránea. FCIHS, Barcelona, España. ISBN:978-84-921469-1-8.
- Estruch, J. N., M. J. Romero y J. A. Rubiolo, 1998.** Estudio del nivel freático en las localidades con problemas de absorción del subsuelo en el Sur cordobes. Publicación especial del Instituto de Estudios Cooperativos y Mutuales. Bs. As.
- Etcheverry, D. and P. Perrochet, 2000.** Direct simulation of groundwater transit time distributions using the reservoir theory. Hydrogeology Journal, 8:200-208.
- Ferreya CG, y L- B Rodríguez, 2005.** Usos de niveles freáticos para la caracterización de la recarga/descarga, XX Congreso Nacional del Agua, Mendoza, Argentina, Mayo 2005.
- Fili, M., O. Tujchneider, M. Paris, M. D'elia y M. Pérez, 1995.** Los ambientes hidrogeológicos y su comportamiento hidroquímico en el Centro-Norte de la provincia de Entre Ríos, República Argentina. Correlación geológica N° 11: 277-288. ISSN 217428.
- Fontes, J. Ch., 1980.** Environmental Isotopes in Groundwater Hydrology. En Fritz, P. y Fontes, J. Ch. (eds.), 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. The Terrestrial Environment, A. Chapter 3. 75-140.
- Fontes, J.Ch., 1983.** Dating of groundwater. En: Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, 1983 Edition. IAEA, Vienna, pp. 285-317.
- Frechen, M., G. Argüello, D. Budziak, M. Cantu, A. Carlini, A. Frilling, W. Kruck, J. Noriega, J. Sanabria, B. Scheele y E. Tonni, 2003.** Chrono-stratigraphy of Pampa Loess - a Review. II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 17-19, Tucumán
- Freeze, R. y J. Cherry, 1979.** Groundwater. Prentice Hall, NY. 1-604.
- Frenguelli, J., 1957.** El Neozoico. In: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA II (3), (1-113).

- Freguelli, J., 1920.** Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos, Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba, 24: 55-256.
- Fritz, P. y J. Fontes. 1980.** Handbook of environmental isotope geochemistry. Vol. 1. The terrestrial environment. A. Elsevier. NY. 1-545.
- Fritz, P. and J. Ch. Fontes (Eds.), 1986.** Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2. Elsevier Scientific, Amsterdam.
- Friedman, I., 1953.** Deuterium content of natural water and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4: 89-103.
- Frontera, H., 1983.** Estudio e Investigación de la Contaminación Hídrica Subterránea por Cloruros en el Área Industrial, Río Tercero, Prov. de Córdoba, INCYTH, CONICET, CIHRSA.
- Frontera, H., 1986a.** Problemas Ambientales Producidos por las Actividades Industriales y de Servicios en Río Tercero, Prov. de Córdoba, Ministerio de Planeamiento y Coordinación, Subsecretaría de gestión Ambiental. Informe técnico.
- Frontera, H., 1986b.** Caracterización Hidrogeológica del Área de Volcamiento de Efluentes, Río Tercero, Prov. de Córdoba, (inédito).
- Frontera, H., 1986c.** Determinación de la Pluma de Migración en el Area de Volcamiento de Residuos Industriales, Río Tercero, Prov. de Córdoba, (inédito) 1986.
- Frontera, H., 1987.** Informe Sobre la Situación Ambiental Cuenca del Lago San Roque, Propuesta de Programa de recuperación,
- Frontera, H. y J. M. Leynaud, 1991.** Caracterización Hidroquímica de las Aguas Subterráneas Aprovechables **para Riego en la Provincia de Córdoba.** T.F. Departamento de Geología Aplicada, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales Universidad Nacional de Córdoba.
- Frontera, H. y J. Rubiolo, 1992.** Caracterización Hidroquímica Preliminar del Noroeste del Conglomerado, Ciudad de Córdoba, Prov. de Córdoba. Informe técnico. INCYTH, CONICET, CIHRSA.
- Frontera, H. y R. C. Pasig, 1993.** Evaluación Geohidrológica Cualicuantitativa, Ciudad de Río Tercero y Zonas Aledañas, Prov. de Córdoba. T.F. Departamento de Geología Aplicada, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Frontera, H., 1995.** Hidrogeología del Acuífero Freático en la Ciudad de Corral de Bustos, Prov. de Córdoba, T.F. Daniel E. Boretto, Departamento de Geología Aplicada, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Frontera, H. y M. F. Poklepovic, 1997.** Caracterización Geohidrológica del sector Sur-Oeste de la Ciudad de Córdoba, Prov. de Córdoba, T.F. Departamento de Geología Aplicada, facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Frontera, H. y Pablo Bonavía. 1998.** Caracterización Hidrogeológica de la capa Freática del Area de la Ciudad de Marcos Juárez, Prov. de Córdoba, T.F. Departamento de Geología Aplicada, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Frontera, H. y V. Cacciagioni. 2006.** Contribución a la Sustentabilidad del Riego Suplementario del Recurso Subterráneo en Cruz del Eje, Prov de Córdoba, T.F Departamento de Geología Aplicada, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Univ. Nacional de Córdoba.
- Frontera, H. y J. Cassella. 2007.** Caracterización Hidrogeológica de la Zona Tancacha- Fotheringam, Prov. de Córdoba, T.F., Departamento de Geología Aplicada, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Frontera, H. y F. Ontivero. 2007.** Caracterización Hidrogeológica de la Zona Fotheringam – Hernando, Prov. de Córdoba, T.F., Departamento de Geología Aplicada, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba.
- Garrels, R. y Ch. Christ, 1965.** Solutions, minerals and equilibria. Ed. Freeman, Cooper & Co. San Francisco: 1-450.
- Gat, J. y Y. Tzur, 1967.** Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. *Actas de Isotopes in Hydrology Symposium IAEA, Vienna*, pp. 49-60.
- Gat, J.R., 1980.** The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. En: P. Fritz and J.-Ch. Fontes (Eds), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1, The Terrestrial Environment., A. Elsevier, Amsterdam, pp. 21-48.
- Gat, J. y R. Gonfiantini. 1981.** Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle. Technical Reports Series 210. International Atomic Energy Agency. Vienna: 1-337
- Gat, J.R., 1983.** Precipitation, groundwater and surface waters. En: Proc. Palaeoclimates and paleowaters: A collection of environmental isotope studies. International Atomic Energy Agency, Vienna: 3-12.
- Gat, J., 1996.** Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 24:225-262
- Gat, J.R., 2005.** Some classical concepts of isotope hydrology. En *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science.* IAEA. Springer. ISBN-13978-1-4020-3010-9. Pp. 127-138.
- Gaye, C., 2001.** Isotopes techniques for monitoring groundwater salinization. *Hydrogeology Journal* (2001) 9: 217-218. ISSN 0941-2816
- Giacosa, R. H. y C. Paoli, 2001** Balance hídrico y su relación con la evolución de niveles freáticos en un área de llanura de la Rep. Arg. En: *Las caras del agua subterránea. Serie Hidrogeología y aguas subterráneas.* N° 1/2001. Tomo II: Ministerio de Cs. Y Tecnología. IGME. España. Pág. 233-240.
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D., Birks, S.J., St Amour, N.a., Buhay, N.A., McEachern, P., Wolfe, B.B. y Peters, D.L., 2005.** Progress in isotope tracer hydrology in Canada *Hydrol. Process.* 19, 303-327.
- Giuliano Albo, M. J.; Blarasin, M.; A. Cabrera; y E. Matteoda. 2010.** Hidrogeoquímica e isótopos ambientales del agua superficial y subterránea. Área pedemontana de la sierra de comechingones, Córdoba, Argentina. V Congreso Iberoamericano de Ambiente y Calidad de vida y VI Congreso de Ambiente y Calidad de vida. Catamarca.
- Giuliano Albo, M. J., 2013.** Evaluación de la contaminación por nitratos en aguas subterráneas de agroecosistemas mediante el uso de isótopos estables ^{15}N - ^{14}N y otros solutos relacionados" Tesis doctoral inédita. UNRC.
- Giuliano Albo M.J. y M. Blarasin, 2014.** Hidrogeoquímica y estimación del fondo natural de nitratos del agua subterránea en un agroecosistema del pedemonte de la sierra de Comechingones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* Vol. 71 (3): 378-392. ISSN en línea 1851-8249. En línea: <http://ppct.caicyt.gov.ar/index.php/raga/article/view/3096/4349>
- Godwin, H., 1962.** Half life of radiocarbon. *Nature* 195: 984.
- Gomez, M. 1995.** La formación pampeana en la llanura cordobesa, línea de costa de la ingresión del Entrerriano. *Asoc. Arg. de Geol. Apl. a la Ing.* Vol. 3: 232-254. San Juan. ISSN 0326 1921.
- Gonfiantini, R., 1978.** Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature* 271, 534IAEA/WMO, 2002. G. Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. <http://isohis.iaea.org>

- Gonfiantini, R., 1986.** Environmental isotopes in lake studies. En: P. Fritz and J.Ch. Fontes (Eds), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, The Terrestrial Environment B, Vol. II. Elsevier, Amsterdam, pp. 113-168.
- Gonfiantini, R., 1999.** Investigating the hydrological Cycle with Environmental Isotopes. Conference. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 537-547
- González Bonorino, F. 1950.** Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina V 3 pp81-110.
- González Bonorino, F., 1965.** Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(1): 67-148.
- González, N. y M. Hernández, 1988.** Empleo del análisis numérico (multivariante) en el tratamiento de problemas geohidrológicos regionales. II Jornadas Geológicas Bonaerenses. Pp. 549-558. CIC. Bahía Blanca.
- González, M., Dapeña, C., Cerne, B., Sanchez-Ccoyllo, O., Freitas, S., Silva Dias, P.L. y Panarello, H., 2009.** Verification of the geographical origin of modeled air-mass trajectories by means of the isotope composition of rainwater during the SALLJEX experiment. Environmental Fluid Mechanisms. Vol 9 (4): 389-407. ISSN 1567-7419
- Goode, D. J., 1996.** Direct simulation of groundwater age. WRR, 32:289-296.
- Gordillo, C. y A. Lencinas, 1979.** Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2º Simp. De Geol. Reg. Arg., Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, I, 577-650.
- Gorgas J.A., J. Tassile, B. Jarsún, E. Zamora, E. Bosnero, E. Lovera, A. Ravelo, M. Carnero, V. Bustos, J. Pappalardo, G. Petropulo, E. Rossetti y M. Ledesma. 2003.** Los recursos naturales de la Provincia de Córdoba: Los suelos. Agencia Córdoba D.A.C. y T.S.E.M. Dirección de Ambiente-INTA Manfredi.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Kelley, S., Mantovani, M. Peate, D.W., Regelous, M. y Rogers, N.W., 1992.** Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. Geological Society Special Publication 68: 221-240, London.
- Healy, R.W. & Cook, P.G. Hydrogeology Journal (2002) 10:** 91. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Healy, R. 2010.** Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press.
- Hem, J., 1970.** Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, 2da Ed. Geological Survey Water-Supply Paper: 1473, United States Government Printing Office, Wash. 363 pp.
- Hem, J., 1992.** Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper: 2254, 4ª edición, 264 pp.
- Herbst, R. y Zibert, LL, 1987.** Microfauna de la Formación Paraná (Mioceno superior) de la Cuenca Chaco-Paranaense (Argentina). Facena 7: 165-206.
- Hernández, M., L. Giacconi y N. González, 2002.** Línea de base ambiental para las aguas subterráneas y superficiales en el área minera de Tandilla. Buenos Aires. Aguas Subterráneas y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALHSUD Congreso. Bocanegra, E - Martínez, D - Massone, H (Eds.) 2002 - ISBN 987-544-063-9 Mar del Plata. CD.
- Hernández García y Custodio, 2004.** Natural baseline quality of Madrid Tertiary detrital aquifer (Spain): basis for aquifer management. Environmental Geology. 2004.173-188.
- Hernández, L., M. Hernández, N. Gonzalez, J. Ceci y R. Sánchez, 2008.** Origen de aguas subterráneas salinas en la zona de Caleta Olivia, provincia de Santa Cruz. Argentina. IX Congreso Latinoamericano. Quito. Ecuador.
- Hernández, L., C. Dapeña y M. Hernández, 2009.** Criterios hidroquímicos e isotópicos para determinar génesis de aguas subterráneas salobres en un sector al Sur de Cacheuta (provincia de Mendoza). VI Congreso Argentino de Hidrogeología. Santa Rosa. La Pampa.
- Hidromediterránea S.R.L., 2005.** Evaluación hidrogeológica de Colonia Las Pichanas, inédito.
- IAEA, 1981.** Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen in the Water Cycle. Technical Reports Series N1 210. (Ed. J. Gat y R. Gonfiantini). Viena, Austria. 337p
- IAEA/WMO, 2002.** G. Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. <http://isohis.iaea.org>
- INTA, Manfredi, 1997.** Aptitud para riego de los suelos de la provincia de Córdoba. <http://www.inta.gov.ar/manfredi/info/suelos/publica.htm>
- INTA, 2011.** (Omar Alberto Miranda), Libro: estudios sociales del riego en la agricultura argentina.
- Iriondo, M.H., 1984.** The Quaternary of Northeastern Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 2, 51-78.
- Iriondo, M., 1987.** Geomorfología y Cuaternario de la Provincia de Santa Fe (Argentina). Dórbignyana 4, 1-54.
- Iriondo, M.H., 1989.** Quaternary lakes of Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 70, 81-86.
- Iriondo, M.H., 1990a.** Map of the South America Plains. Its present state. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 6, 296-308.
- Iriondo, M.H., 1990b.** The Late Holocene dry period in the Argentina plains. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 7, 197-218.
- Iriondo, M.H., 1990c.** The Northern Pampa. Loess stratigraphy and geomorphology of the Pampas (post-symposium field excursion). International Symposium on Loess, INQUA.
- Iriondo, M.H., García, N.O., 1993.** Climate Variations in the Argentine plains during the last 18,000 yr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 101, 209-220.
- Iriondo, M., Kröling, D., 1995.** El sistema eólico pampeano. Comunicaciones Museo Provincial de Ciencias Naturales Florentino Ameghino, (Nueva Serie) 5(1), 1-68.
- Johannesburgo, 2002.** Cumbre Mundial sobre Desarrollo Sostenible. Editorial Fundación Ecológica Universal. ISBN 987-98938-1-6.
- Kazemi, G. A., J. H. Lehr y P. Perrochet, 2006.** Groundwater Age. Ed. Wiley. ISBN 978-0-471-71819-2.
- Kröhlhng, D., 1993.** Geomorfología del tramo inferior del Río Segundo. Informe interno CONICOR. Unpublished.
- Kröhlhng, D. y O. Orfeo, 2002.** Sedimentología de unidades loésicas (Pleistoceno Tardío-Holoceno) del centro-sur de Santa Fe. AAS Revista, 9:135-154.
- Kröhlhng, D. and Iriondo, M. 2003.** El loess de la Pampa Norte en el Bloque de San Guillermo. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología 10(2): 137-150, La Plata.
- Levin, M., H. O. Panarello, M.C. Albero y E. Castrillo, 1987.** Groundwater recharge and subsurface flow at Comodoro Rivadavia and west area. Chubut, Argentina. Isotopic and geochemical study. In I. Simmers(ed.) Estimation of Natural Groundwater Recharge NATO-ASI Series Volume. D. Reidel Publish. Co. Dordrecht, Holland, 377-393.
- Levin, M., J. Fasano, C. Ospital, H. O. Panarello, M.C. Albero y E. Bocanegra. 1988.** Aplicaciones isotópicas e hidroquímicas en estudios hidrogeológicos del área de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. II Jornadas Geológicas Bonaerenses Actas, 631-640

- López, M.G. Y Sola, P., 1981.** Manifestaciones volcánicas alcalinas de los alrededores de Las Chacras y de Villa Mercedes – Chajá, Provincias de San Luis y Córdoba. 8° Congreso Geológico Argentino, Acta 4: 967-978.
- Manzano, M., E. Custodio y P. Nieto, 2003.** El fondo natural de la calidad del agua subterránea. Primer seminario Hispano Latinoamericano sobre temas actuales de la hidrología subterránea. Basile et al. (Eds.). Rosario. Argentina. ISBN 950-673-395-3. Vol. 2: 607-620.
- Maldonado, L. 2014.** EVALUACIÓN HIDROGEOLÓGICA, HIDROQUÍMICA E ISOTÓPICA DE ACUÍFEROS CONFINADOS DEL SUR DE CÓRDOBA, tesis doctoral UNRC, inédita.
- Maldonado L., M. Blarasin, A. Cabrera, H. Panarello y C. Dapeña, 2016.** Assessing groundwater age in confined aquifers from the central Pampean plain of Córdoba, Argentina. Radiocarbon, An International Journal of Cosmogenic Isotope Research. doi: 10.1017/RDC.2016.35, Published online by Cambridge University Press. ISSN: 0033-8222
- Maldonado L., BÉCHER QUINODÓZ F., A. CABRERA, M. BLARASIN, V. LUTRI, E. MATTEODA, J. GIULIANO ALBO, 2018.** Hydrogeochemical features and groundwater renewal rate estimates from deep aquifers in the Pampean plain, Córdoba province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences. Volume 85, August 2018, Pages 126-134. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.006>
- Martínez, D., E. Bocanegra y J. Cionchi, 1995.** Modelación hidrogeoquímica de procesos de mezcla. Su aplicación a casos de estudio en el acuífero de Mar del Plata. Correlación Geológica N° 11: 69-80. ISSN 217428.
- Martínez, D., Dapeña, C., Massone, H., Panarello, H., Ferrante, A. y Vera, M.C., 2005.** Herramientas hidroquímicas e isotópicas para evaluar la infiltración de contaminantes procedentes de lixiviado de residuos en Mar del Plata. II Seminario Hispano Latinoamericano sobre Temas actuales de Hidrología Subterránea, Actas: 57-65.
- Martínez, D.E; Dapeña, C.; Massone, H.; Panarello, H. O, Quiroz Londoño, O. M; Ferrante, A. 2006.** Hidrogeoquímica e hidrología isotópica aplicada al estudio de la relación agua subterránea - agua superficial en grandes cuencas: la cuenca del río Quequén grande, Bs. As., Arg. VIII Congreso de ALHSUD. Asunción, Paraguay.
- Martínez, D. E., Dapeña C., Belancur Vargas T., Panarello H. O., Quiroz Londoño O. M., Massone H. E. 2007.** Environmental isotopes in the water cycle in the catchment of the Quequen grande river, Argentina. International Symposium on Advances in Isotope Hydrology and its role in Sustainable Water Resources Management, (IHS-2007), Proceedings, V1:381-388. Viena, Austria.
- Martínez D.E., Solomon K., Dapeña C., Quiroz Londoño M. y Massone H. (2009)** Técnicas modernas en la determinación de la edad del agua: acuífero pampeano, cuenca del río Quequen Grande (Buenos Aires). VI Congreso Argentino de Hidrogeología. Actas Tomo II: 621-630. Santa Rosa; La Pampa, Agosto de 2009. ISBN 978-987-1082-36-0.
- Martínez D.E., Solomon K., Quiroz Londoño O.M., Dapeña C., Massone H.E., Benavente M.A., Panarello H., Grondona S. (2010)** Tiempo Medio de residencia en aguas superficiales de la llanura pampeana: aplicación de isótopos del agua, gases nobles y CFCs en el río Quequén Grande. En Varni, Entraigas y Vives Editores "Hacia una gestión integrada de los recursos hídricos en zonas de llanura", Vol. I: pp 241-248. Edit. Martín ISBN 978-987-543-392-2.
- Martínez D. E., E. Fourré, O. M. Quiroz Londoño, P. Jean-Baptiste, M. Glok Galli, A. Dapoigny, S. I. Grondona, 2016.** Residence time distribution in a large unconfined-semiconfined aquifer in the Argentine Pampas using 3H/3He and CFC tracers. Hydrogeology Journal, 2016, Volume 24, Number 5, Page 1107
- Matteoda E., Blarasin M., Damilano G., y A. Cabrera, 2007.** Valores característicos del fondo natural de Arsénico y Flúor en aguas subterráneas en la cuenca del arroyo del Barreal, Córdoba. Actas II Taller Sobre Arsénico en aguas "Hacia una integración en la investigación". Pág. 31-42. Paraná, Entre Ríos. Compiladores: E. Díaz, J. Tomás, M. Santi, M. D'Elía y O. Dalla Costa ISBN 978-987-23936-3-2.
- Matteoda E., 2013.** Evaluación hidrodinámica e hidrogeoquímica de la cuenca del arroyo El Barreal para establecer línea de base ambiental, con énfasis en la geoquímica del cromo. Tesis doctoral Inédita. 370 pág. UNRC.
- Mathess, G. y J. Harvey, 1982.** The properties of groundwater. John Wiley & Sons, NY: 1-405.
- Mendonça, L., Frischkorn, H., Freitas Santiago, M. y Filho, J., 2002.** Estudo da relação entre as águas superficiais e os aquíferos da chapada do Araripe a través do oxigenio-18. Aguas Subterráneas y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALHSUD Congreso. Mar del Plata.
- Merckel, B. and B. Planer-Friedrich, 2008.** Groundwater geochemistry. A practical guide to modeling of natural and contaminated aquatic systems. Ed. Nordstrom. 2° edition. Springer. ISBN 978-3-540-74667-6.
- Merlivat, L. y Jouzel, J., 1979.** Global climate interpretation of Deuterium and Oxygen-18 relationship for precipitation. Jour. of Geophys. Res., 84 N°8: 5029-5033
- Michel, R.L., 2005.** Tritium in the hydrologic cycle. En Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science. IAEA. Springer. ISBN-13978-1-4020-3010-9. Pp 53-66.
- Mook y Van der Plicht, 1999.** Reporting ¹⁴C activities and concentrations. Radiocarbon 41(3):227-39.
- Mook, W. 2001.** Environmental Isotopes in the hydrogeology cycle. Principles and applications. UNESCO/IAEA Series on. 1-800.
- Mook, W., 2002.** Environmental Isotopes in the hydrogeology cycle. Principles and applications. UNESCO/IAEA Series on. 1-800. Moser, H., Rauert, W. (eds.), 1980. Isotopen methoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie, 8, 400 p. Gebrüder Borntraeger, Berlin/Stuttgart
- Moyano, M. y J. Leynaud, 1992.** Aguas subterráneas para riego en la provincia de Córdoba. En: II Congreso Argentino de Ingeniería Rural. Villa María. Córdoba. Area N°4, pp. 1-68.
- Navarro J., 2010.** Historias de San Francisco, Córdoba. http://josealbertonavarro.com/el_acueducto
- Nier A. O., 1950.** A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon, and potassium. Phys. Rev. 77: 789.
- Nordstrom, D. y J. Muñoz, 1986.** Geochemical thermodynamics. Blakwell Scientific Publications: 1-477.
- OIAE.1983.** Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Technical Reports Series 91. International Atomic Energy Agency. Vienna. 1-439.
- Pálamos, 2002.** Datación con carbono 14 de las aguas subterráneas del acuífero Raigon, Uruguay. Geosciences (S58) 8 pág. INIS-UY--167.
- Panarello, H. O. y C. A. Parica, 1984.** Isótopos del oxígeno en Hidrogeología y Geología. Primeros valores en agua de lluvia de Buenos Aires. Asoc. Geol. Argentina. Rev. XXXIX, 12, 311. Buenos Aires.
- Panarello, H. O. y M. C. Albero, 1984.** Tritium, oxygen-18 and deuterium contents of Buenos Aires rainwater. Proceeding of the I International Talks About Hydrology of Large Flatlands I:889-898.
- Panarello H. O. and J. L. Sierra, 1987.** Isotopic and geochemical study of the 4500 m a.s.l. geothermal system of El Tuzgle Tocomar Pompeya. Salta/Jujuy. Argentina. Isotope Hydrology in Water Resources Development. Viena, Austria, Marzo de 1991. Extended synopses 104105

- Panarello, H. O., J. L. Sierra, F. D'amore & G. Pedro, 1992. Isotopic and geochemical study of the Domuyo Geothermal field, Neuquén, Argentina. Proceeding of a meeting on Nuclear Techniques in Geothermal resources investigation. San José, Costa Rica. INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY Technical Document. TECDOC-641, 31-56.
- Panarello, H. O., C. Dapeña, E. Garcia Y A. Alvarez, 1993. Estudio isotópico e hidroquímico de los acuíferos de la Cuenca Norte Mendocina (ríos Mendoza y Tunuyán). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas T VI (197207).
- Panarello, H. O., Dapeña, C. y Auge, M. P., 1995. Mecanismos de salinización del agua subterránea de la zona de La Plata, Buenos Aires, Argentina: su interpretación por medio de los isótopos ambientales. International Atomic Energy Agency Technical Document 835: 13-27.
- Panarello, H. O.; C. Dapeña, 1996. Mecanismos de recarga y salinización en las cuencas de los ríos Mendoza y Tunuyán, Mendoza, República Argentina: evidenciados por isótopos ambientales. Memorias del XII Congreso Geológico de Bolivia-Tarija, Bolivia: 531-543.
- Panarello, H., 1997. Palaeoenvironmental conditions during the last 30000 years in the Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina as evidenced by stable isotopes records. South American Symposium on Isotope Geology, Campos Jordão São Pablo Brasil, June 15-18, 1997. Extended Abstracts: 224-226.
- Panarello, H. O., Araguas-Araguas, L., Gibert, E., 1998. The role of the Global Network for Isotopes in precipitation (GNIP) in hydrological and hydro-climatic studies. Key note presentada en el International Symposium on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere. Isotope Techniques in the Study of Env. Change: 79-91.
- Panarello H., Dapeña C., Osters H. y Stöckli F., 2005. Caracterización química e isotópica preliminar del basurero municipal de Gualeguaychú, Entre Ríos, Arg. IV Congr. Arg. De Hidrol. Subt. Río Cuarto. Tomo II ISBN 950-665-347-X.
- Panarello, H.O. y Dapeña, C., 2009. Large scale meteorological phenomena,
- Paris, M., M. Pérez, M. D'elia, O. Tujchneider y M. Fili, 1997. Regionalización de niveles piezométricos y zonificación de la conductividad hidráulica en la modelación matemática hidrogeológica. I Congreso Nacional de Hidrogeología. Bahía Blanca. 241-252.
- Parica, C. A., Remesal, M.B. y Salani, F.M., 1990. Estudio isotópico preliminar de la Isla Decepción, Antártida. XI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 255-258.
- Parkhurst, D., D. Thordtenson y L. Plummer, 1980. PHREEQE – A Computer Program for Geochemical Calculations. USGS Water Resources Investigations, 80-96, 210.
- Parkhurst, D. y C. Appelo, 1999. User's guide to PHREEQC (Versión 2)- A computer program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculation. USGS Water Resource Invest. Report 99-4259, 1-312.
- PDIMES, Ravelo, C., 1990. Balance hídrico seriado - Índices de sequía y humedad del cultivo. Manual Teórico/operativo. Asociación Agronómica de Agrometeorología. 8 pág.
- Pezzi, E.E. Y Mozetič, M.E., 1989. Cuencas sedimentarias de la región chacoparanense. En: Chebli, G. Y Spalletti, L. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6: 65-78.
- Piovano, E., Manzur, A., Pasquini, A. 1992. Análisis paleoambiental de las formaciones aflorantes al oeste de la Ciudad de Córdoba (Cretácico y Cuaternario). IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas III:105-111. LaPlata.
- Piovano, E., Manzur, A., Pasquini, A., 1993. Análisis paleoambiental de las formaciones aflorantes al oeste de la ciudad de Córdoba (Cretácico y Cuaternario). IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas III, 105-111.
- Piovano E.L., ZANOR G:A & ARIZTEGUI, D (2006 a). "Marco geológico general". EN Bañados del río Dulce y Laguna Mar Chiquita (Córdoba, Argentina) ed. Bucher E.H.), pp 29-35. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba, Argentina).
- Plummer, L., E. Prestemos y D. Parkhurst, 1991. An interactive code (NETPATH) for modeling net geochemical reactions along a flow path. US Geological Survey. Water-resources Investigations Report 91-4078. Reston, Virginia. 1-277.
- Plummer, L.N., 2005. Dating of young groundwater. En Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science. IAEA. Springer. ISBN-13978-1-4020-3010-9. Pp 193-220.
- Plummer, L.N. y Glynn P.D. 2013 Radiocarbon Dating in groundwater systems. Chapter 4. En Isotope methods for dating old groundwater : — Vienna : International Atomic 33-
- Programa Hidrológico Internacional (PHI VIII). 2008-2013, Dependencia de los recursos hídricos, Sistemas sometidos a estrés y respuestas sociales (Plan estratégico). <http://unesdoc.unesco.org/images/0018/001840/184030s.pdf>
- ONU- Programa UNW-DPAC, 2011. Agua para la Promoción y la Comunicación en el marco del Decenio (UNW-DPAC), 2011. Agua y agricultura en la economía verde, Nota informativa. http://www.un.org/spanish/waterforlifedecade/green_economy_2011/pdf/info_brief_water_and_agriculture_spa.pdf
- Quiroz Londoño O. M, Martínez Daniel, Dapeña C, Massone H., 2008. Hydrogeochemistry and isotope analyses used to determine groundwater recharge and flow in low-gradient catchments of the province of Buenos Aires, Argentina. Hydrogeology Journal. Vol. 16. Nº 6. . 2008. Pag. 1113-1128.
- Quiroz Londoño O. M, 2009. Hidrogeología e hidrogeoquímica de las cuencas de los arroyos Tamangueyú y El Moro, Buenos Aires. Tesis doctoral. UNRC. Inédito.
- Rabassa, J., Zárate, M., Cioccale, M., Carignano, C., Partridge, T., Maud, R., 1995. Paisajes relictuales Gondwanicos (Cretácico- Paleoceno) en áreas crónicas de Argentina. Congreso del Paleógeno de América del Sur, La Pampa.
- Rabbia, O., 1984. Consideraciones paleoambientales del Cuaternario expuesto en el curso superior del arroyo Tegua. Córdoba. Trabajo Final de Lic. UNRC.
- Ramos, V. A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. Episodes 11 (3): 168-174, Ottawa.
- Ramos, V. A. 1999. Rasgos Estructurales del Territorio Argentino. Geología Argentina. Anales 29 (24): 715-784. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Rapela, C. W. y R. J. Pankhurst, 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre-Famatinian subduction and crustal melting. XIII Cong. Geol. Arg. y III Cong. de Hidroc. (Mza), Actas 5: 491, Buenos Aires.
- Rayleigh J., 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. Phil. Mag. 42: 493.
- Reiman y Filzmoser, 1999. Normal and lognormal data distribution in geochemistry: death of a myth. Consequences for the statistical treatment of geochemical and environmental data. Env. Geology 39.1001-1014. Springer-Verlag Ed.

- Renz, H. 1993.** Caracterización Hidrogeológica preliminar del área central de la Provincia de Córdoba. Trabajo Final. Universidad Nacional de Córdoba. Inédito. Córdoba. Argentina.
- Rivers, C., M. Barret, K. Hiscock, P. dennos, N. Feast y D. Lerner, 1996.** Use of nitrogen isotopes to identify nitrogen contamination of the Sherwood sandstone aquifer Beneath the city of Nottingham, UK Hydrogeology Journal, V.4. no 1, 1996.
- Riverside. 1954.** U.S.Salinity Laboratory Staff. Diagnosis and improvement of saline and alkali soil. U.S. Departament of Agriculture Handbook No 60. Washington.
- ROCKSTAT. 1991-1994.** Statistical Calculation and Plotting Software. A Rockworks Application. Scientific Software. Versión 2. Rock Ware, Inc.
- Ronen D., Y. Kanfi, and M. Magaritz, 1983.** Sources of nitrates in Groundwater of the Coastal Plain of Israel. Water Res. Vol 17, n° 11 pp. 1499-1503. Ed. Pergamon.
- Rossi, P., 1996.** Evolución hidrogeoquímica del agua subterránea en la cuenca del Arroyo Chasicó, Prov.Buenos Aires. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur
- Rozanski, K., Gonfiantini, R. y Araguás-Araguás, L., 1991.** Tritium in the global atmosphere: distribution patterns and recent trends. J. Phys. G: Nucl. Part. Phys., 17: 523-536.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. y Gonfiantini, R., 1993.** Isotopic patterns in modern global precipitation. In: P.K. Swart, K.C. Lohmann, J. McKenzie and S. Savin (Eds), Climate Change in Continental Isotopic Records. Geophysical Monograph 78, American Geophysical Union, Washington, D.C, pp.1-36.
- Rozanski, K. y Araguás-Araguás, L., 1995.** Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. BulletinInst. fr. Études andines, 24 (3): 379-390
- Russo, A., R. Ferello y G. Chebli. 1979.** Llanura Chaco Pampeana. Geología Reg. Argentina. Vol.I. Pp. 139-183.
- Salfity, J. y Gorustovich, S.A., 1984.** Paleogeografía de la Cuenca del Grupo Paganzo, Paleozoico superior. Asociación Geológica Argentina. Revista 38(3-4)(1983): 437-453.
- Sanabria, J.A.; Argüello, G.L. 2003** "La evolución climática del Holoceno, el desarrollo de los suelos y la edad de los sedimentos en la Plataforma Basculada, Córdoba, Argentina". Revista Cerrados de la Universidad Estadual de Montes Claros, Brasil Vol 1. Nº1 pp 107-117.
- Sanabria Jorge Alberto; Argüello, Graciela Leonor, Moretti, Lucas., 2006** Implicancia Paleoambiental de los Paleosuelos de un Sector de la Llanura Pampeana de Córdoba. Argentina. Resumen publicado en CD en el Taller de Cuaternario del XX Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo. Salta.
- Sanchez M. y A. Combina, 1991.** Secuencias sedimentarias cuaternarias y su relación con el ambiente tectónico local en Cuatro Vientos - Córdoba. Jornadas Científicas de Ciencias Exactas, Físico- Químicas y Naturales, Actas G-P 80, Río Cuarto.
- Sánchez, M.L., Blarasin, M.T., 1987.** Depósitos eólicos cuaternarios de la zona de Cuatro Vientos. Departamento Río Cuarto, Provincia de Córdoba, República Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas III, 293-296.
- Santa Cruz, J., 1972 a.** Geología al este de la sierra Chica (Córdoba). Valle del Río Primero. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba. I (3-4): 102-109. Córdoba.
- Santa Cruz, J., 1973.** Geología al este de la sierra Chica (Córdoba), entre La Granja y Unquillo con especial referencia a las entidades sedimentarias. Actas V Congreso Geológico Argentino. IV: 221-234.
- Santa Cruz, J., 1978.** Aspectos sedimentológicos de las formaciones aflorantes al este de la Sierra Chica, Provincia de Córdoba. República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina., XXIII (3): 232-244.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W. y P. G. Cook. 2002.** Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. In: Hydrogeology Journal. Vol 10, No 1. February. Springer. p. 18-39-
- Schiavo, H. 2003.** Tipos y génesis de las toscas (calcretos) de la región centro-oeste de la Provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Río Cuarto, 134 pp. (Inédito).
- Schilling K. y J. Kiniry, 2007.** Estimation of evapotranspiration by reed canarygrass using field observations and model simulations. J. Hydrol. 337-356-363
- Schoeller, H., 1956.** Geochemie des eaux souterraines. Edition Technic. Paris.
- Schoeller, H., 1962.** Les eaux souterraines. Ed. Masson. Paris.
- Sracek, O. y R. Hirata, 2002.** Geochemical ans stable isotopic evolution of the Guarani aquifer in the state of Sao Paulo, Hydrogeology Journal (2002) 10: 643-655.
- Stockmar J. and P. Nyegaard, 2005.** Nitrate in Danish groundwater. En: Razowska-Jaworek L. and A. Sadurski, 2005. Nitrates in grpundwater. IAH Selected papres-5:188-199. Ed. Balkema.
- Stuiver, M. and Polach, H., 1977.** Reporting of ¹⁴C data. Radiocarbon 19 (3): 355-363.
- Stuiver, M., Heusser. C. J. et Yang, I. C., 1978.** North American glacial history extended to 75,000 years ago. Science, 200: 16-21.
- Stumm, W. y J. J. Morgan, 1981.** Aquatic chemistry-an introduction emphasizing chemical equilibria in natural water. John Wiley and Sons. 2da Ed.: 1-780.
- Thangarajan, M., 2007.** Groundwater models and their role in assessment and management of groundwater resources and pollution. In: Groudwater: resources evaluation, augmentation, contamination, restoration, modeling and management.Ed. Thangarajan. Springer. ISBN 978-1-4020-5728-1.
- Thornthwaite, C. 1948.** An approach towards a rational classification of climate. Geographic Review 38 (1): 221-229. Amsterdam.
- Thornthwaite y Mather, 1955.** The water balance. Drexel Institute of Technology. Publications in Climatology VIII (1):104 pp. New Jersey.
- Tóth, J., 1999.** Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. Hydrogeology Journal. vol. 7. n° 1. issn 1431-2174. pp 1-14.
- Tujchneider, O., Filí, M., Paris, M. y D'elia, M. 1994.** Investigaciones Heohidroquímicas e Isotópicas en las aguas subterráneas de la provincia de Entre Ríos (República Argentina). II Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea. ALSHUD. Santiago. Chile. Vol. 2: 693-706.
- Tujchneider, O. y A. Tineo, 2002.** Geohidrología en áreas de llanura. Modelo conceptual del sistema complejo los Saladillos, provincia de Santa Fe, Argentina Aguas Subterráneas y Desarrollo Humano. XXXII IAH & VI ALSHUD Congreso. Bocanegra, E - Martínez, D - Massone, H (Eds.) 2002 - ISBN 987-544-063-9 Mar del Plata. CD.
- Turner, S.P., M. Regelous, S. Kelley, C.J. Hawkesworth and M.S.M. Mantovani, 1994.** Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology. Earth and Planetary Science Letters, 121: 333-348.
- UNC-UNSE, 2006.** Estudio Hidrológico-Ambiental del Sistema Mar Chiquita – Bañados y tramo inferior del río Dulce. Informe Final. Córdoba, febrero de 2006.

- Usunoff, E. J. 1994.** Ejemplos de aplicación del análisis multivariado en estudios hidroquímicos. En: Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. E. Bocanegra y A. Rapaccini Eds. Univ. Nac. Mar del Plata - CFI p. 273-286.
- Valley, J. W., H. P. Taylor, Jr., and J. R. O'Neil (Eds.), 1986.** Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Rev. Mineral., 16. Mineralogical Society of America, Virginia Polytechnic Institute, State University, Blacksburg, Virginia.
- Valley, J. W. and D. R. Cole (Eds.), 2001.** Stable isotope geochemistry. Rev. Mineral. Geochem., 43. Mineralogical Society of America, Geochemical Society, Virginia Polytechnic Institute, Virginia State University, Blacksburg, Virginia.
- Varni, M. R., 2002.** Determinación de la recarga mediante el método de fluctuación del nivel freático. En: G H D. Bocanegra et al. (Eds.) ISBN 987-544-063-9. pp 1525-1531.
- Vazquez, J.B., Capitanelli, R.G., Robles, A., Sosa, D., Saez, M., 1979.** In: Boldt (Ed.), Geografía Física de la Provincia de Córdoba.
- Wagner G.A., 1998.** Age Determination of Young Rocks and Artifacts. Springer, Berlin, 466 p.
- Walter, Thomas, 2006.** An automated Excel-tool to determine geogenic background values using a probability net. Poster 06- Landsema für Umwelt.. Saarbrücken. Germany.
- Way, K., Fano, L. Scott, M.R. y Thew, K., 1950.** Nuclear data. A collection of experimental values of half-lives, radiation energies, relative isotopic abundances, nuclear moments and cross-sections. Natural Bureau of Standards U S Circ 499.
- Zamora, E., 1990.** Cartografía, Génesis y Clasificación de los Suelos del Noroeste de la Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. Unpublished
- Zimmermann, U., Ehhalt, D. y Munnich, K.O., 1967.** Soil-water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. En: Proceedings of the Symposium of Isotopes in Hydrology, Vienna 1966, IAEA, Vienna, Austria: 567-584.



ANEXOS

TABLA DE DATOS HIDROQUÍMICOS DEL ACUÍFERO LIBRE

Muestra	CE	Temp	pH	SDT	CO ₃	HCO ₃	SO ₄	Na	Cl	K	Ca	Mg	As	F	NO ₃
RPB60	1310	19.4	7.7	917	0.0	782.5	44.1	297.3	14.3	8.5	30.4	5.9	22.0	0.3	36.0
RPB62	633	20.2	7.4	460	0.0	209.1	80.0	53.0	31.0	8.0	43.7	18.5	20.0	0.4	15.0
RPB65	1410	20.8	8.1	1295	40.8	659.5	137.0	360.0	53.0	9.0	11.5	4.0	20.0	1.2	13.0
RPB66	1815	22.4	7.7	1630	0.0	709.3	268.0	430.0	76.0	11.0	31.3	5.0	180.0	1.2	95.0
A003	536		7.8	375	0.0	222.5	35.8	79.9	20.0	8.4	20.0	13.2	60.0	1.2	13.0
Stb1	1685	21.5	7.5	1180	0.0	662.5	126.5	403.4	54.3	10.7	16.0	9.8	70.0	2.3	130.0
Stb10	2640	21.4	8.6	1848	17.0	682.5	605.7	655.2	148.6	9.7	7.2	4.9	180.0	2.4	90.0
Stb11	2340	21.7	7.7	1638	0.0	375.0	763.0	445.9	114.3	13.6	156.0	2.0	70.0	1.1	10.0
Stb12	3100	21.3	7.4	2170	0.0	300.0	1321.1	497.5	168.6	18.0	265.6	17.1	4.0	0.3	120.0
Stb13	1429	21.9	7.7	1000	0.0	345.0	364.3	287.2	62.9	9.5	36.8	15.1	9.0	1.8	8.5
Stb15	962	22.5	7.6	670	0.0	517.5	49.9	176.9	25.7	196.0	20.8	14.6	180.0	1.5	15.0
Stb16	555	22.1	7.5	389	0.0	295.0	37.8	42.5	14.3	9.7	56.0	14.6	10.0	0.6	5.5
Stb17	679	22.4	8.1	475	0.0	385.0	49.9	121.3	8.6	7.9	17.6	9.8	200.0	2.3	4.0
Stb18	2640	25.0	8.6	1848	19.4	547.5	494.3	655.2	128.6	8.9	9.6	1.5	400.0	3.6	6.5
Stb19	2620	20.5	8.1	1834	0.0	825.0	651.6	671.4	74.3	16.6	8.0	5.9	250.0	3.0	32.0
Stb3	1968	22.2	8.2	378	0.0	525.0	513.8	530.8	85.7	7.8	9.6	9.5	10.0	0.8	15.0
Stb5	1335	21.5	7.8	935	0.0	350.0	335.7	254.8	71.4	8.1	50.4	14.6	20.0	0.8	5.0
Stb7	1337	20.8	7.9	936	0.0	390.0	314.3	256.8	65.7	9.5	40.8	18.8	30.0	1.0	17.0
Stb8	2060	23.0	7.9	1442	0.0	450.0	591.8	427.7	128.6	17.9	41.6	30.7	60.0	1.0	12.0
Stb9	390	22.1	7.9	273	0.0	217.5	21.2	23.3	10.0	8.5	41.6	12.7	3.0	0.3	5.0
Rsb11	14180	21.9	7.8	9926	0.0	630.0	3026.5	3437.8	2257.8	70.3	111.2	119.5	160.0	1.8	16.0
Rsb3	2350	21.9	8.2	1645	0.0	405.0	444.0	521.7	274.3	16.4	33.6	16.1	60.0	0.8	70.0
Stb20	998	21.5	8.1	699	0.0	325.0	178.7	232.6	48.6	5.7	29.6	9.8	220.0	3.2	9.0
Stb21	1552	24.7	7.8	1086	0.0	137.5	378.6	160.8	228.6	11.1	153.6	22.0	15.0	0.4	5.0
Stb22	2450	22.7	7.5	1715	0.0	182.5	718.5	275.0	391.4	14.7	289.6	400.0	8.0	0.4	5.0
Sjb22	7500	21.5	7.3	5250	0.0	942.5	1762.0	1037.0	1718.0	45.0	36.0	35.0	1760.0	2.0	25.0
Sjb26	12670	21.5	7.0	8869	0.0	1010.0	3139.0	1642.0	3195.0	46.0	70.0	65.0	2100.0	0.5	0.0
Sjb30	6440	20.8	6.8	4508	0.0	725.0	1585.0	1037.0	1238.0	73.0	271.2	63.0	20.0	0.2	20.0
Sjb31	9070	22.4	7.0	6349	0.0	487.5	3010.0	768.0	2093.0	65.0	248.0	111.0	70.0	0.4	100.0
Sjb38	3230	21.1	7.9	2261	0.0	1037.5	580.0	120.0	813.0	15.0	7.0	4.0	1380.0	9.6	100.0
Sjb40	3030	22.6	7.3	2121	0.0	1162.5	260.0	128.0	738.0	33.0	24.0	14.0	100.0	2.1	240.0
Sjb41	5120	22.2	7.3	3584	0.0	992.5	1153.0	554.0	1183.0	45.0	33.0	20.0	600.0	1.4	45.0
Rsb30	3260	20.2	7.4	2282	0.0	240.0	921.0	399.0	559.0	21.0	96.8	31.0	80.0	0.7	15.0
Rsb40	4320	22.0	7.3	3024	0.0	212.5	1586.0	422.0	780.0	26.0	213.6	38.0	28.0	0.6	15.0
Rsb42	881		7.6	616	0.0	207.0	200.0	37.0	128.0	9.0	38.4	11.0	15.0	0.5	10.0
Rsb48	4300	22.3	7.9	3010	0.0	987.5	790.0	217.0	950.0	28.0	9.6	12.0	1020.0	3.9	500.0
Rsb47	5310	21.8	7.1	3716	0.0	595.0	999.0	368.0	934.0	38.0	111.0	88.0	65.0	0.8	500.0
Rsb51	2970	22.1	7.4	2079	0.0	572.5	421.0	325.0	594.0	29.0	33.0	20.0	480.0	3.7	100.0
Rpb2	642	23.0	7.5	449	0.0	172.5	88.0	41.5	34.3	6.9	60.8	14.6	3.0	0.6	15.0
Rpb3	783	22.0	7.4	548	0.0	272.5	60.8	46.5	48.6	7.6	72.8	21.5	15.0	0.6	15.0
Rpb7	4320	23.6	7.6	3024	0.0	1027.5	569.5	1016.2	322.9	18.9	14.4	12.2	480.0	3.6	0.0
Rpb8	577	24.4	7.5	404	0.0	197.5	118.2	82.9	31.4	8.2	27.2	4.9	40.0	0.6	10.0
Sjb63	2640		7.3	1848	0.0	505.0	754.7	403.4	131.4	63.3	165.6	9.8	90.0	0.4	50.0
Rsb63	1183	21.6	7.3	828	0.0	237.5	273.8	137.5	71.4	8.2	94.4	13.2	20.0	0.4	25.0
Rsb64	1027	23.0	7.5	719	0.0	245.0	222.5	135.5	65.7	8.1	64.8	17.6	25.0	0.7	10.0
Rsb66	2090	24.5	7.2	1463	0.0	277.5	587.6	270.0	177.1	17.9	164.0	15.6	30.0	0.3	2.0
Rpb20	1237	21.6	8.0	866	0.0	393.5	403.6	228.5	31.4	7.9	53.6	14.1	20.0	2.1	3.6
Rpb22	1954		8.4	1368	2.4	272.5	423.8	179.0	257.1	18.6	130.4	59.5	10.0	0.3	6.0
Rpb23	2250	23.0	7.9	1575	0.0	290.0	690.6	318.5	202.9	17.1	145.6	20.5	20.0	0.3	11.0
Rpb24	4370		7.9	3059	0.0	240.0	658.6	642.1	1051.4	21.7	148.0	95.1	0.0	0.5	35.0
Rsb80	2920	23.0	7.8	2044	0.0	105.0	671.1	291.2	565.7	18.0	296.0	6.8	6.0	0.1	6.0
Rsb81	2090	21.0	7.8	1463	0.0	145.0	718.5	236.6	237.1	18.3	195.2	19.5	6.0	0.1	3.5
Rsb83	3150	18.0	8.1	2205	0.0	427.5	1147.2	509.6	142.9	35.2	124.0	33.7	30.0	0.8	120.0
Rsb84	2490	20.1	8.2	1743	0.0	167.5	1166.6	291.2	114.3	18.5	224.0	24.4	15.0	0.3	6.0
Rsb85	2860	19.5	7.8	2002	0.0	215.0	1451.6	388.3	64.3	17.4	185.6	56.6	12.0	0.1	6.5
Rsb86	4610	20.6	8.0	3227	0.0	475.0	1888.0	905.0	235.7	27.8	66.0	48.0	80.0	1.2	18.0
RPB11	5210	23.8	7.0	3647	0.0	157.5	1519.2	612.7	937.1	26.4	480.0	73.2	7.0	0.3	15.0
RPB12	8890	24.2	7.5	6223	0.0	425.0	1983.0	1947.4	1528.6	51.6	97.6	119.5	80.0	0.3	25.0
RPB14	2960		7.2	2072	0.0	315.0	927.3	442.9	325.7	15.8	176.8	28.3	15.0	0.2	30.0
RPB15	3910		7.6	2737	0.0	302.5	1657.7	578.4	294.3	21.7	233.3	62.6	20.0	0.1	20.0

TABLA DE DATOS HIDROQUÍMICOS DEL ACUÍFERO LIBRE

Muestra	CE	Temp	pH	SDT	CO ₃	HCO ₃	SO ₄	Na	Cl	K	Ca	Mg	As	F	NO ₃
RPB16	6070	21.8	6.8	4249	0.0	200.0	2388.8	679.5	800.0	20.4	686.7	111.4	1.0	0.3	15.0
Rpb25	3870	20.6	7.4	2709	0.0	432.5	1652.9	542.0	178.6	28.1	298.0	45.6	20.0	0.4	85.0
Rpb26	2390	22.7	7.9	1673	0.0	392.5	1248.7	697.7	264.3	19.5	76.0	10.2	40.0	0.6	27.0
Rpb29	1983	19.8	7.8	1388	0.0	582.5	590.4	370.1	128.6	17.9	119.2	5.4	35.0	0.7	8.0
RPB31	3580		7.5	2506	0.0	462.5	873.0	691.6	664.3	27.0	108.8	33.2	20.0	0.4	1.0
RPB32	3990	20.6	7.7	2793	0.0	540.0	1200.4	803.8	392.9	20.4	40.8	19.0	200.0	6.0	2.0
RPB33	2440	20.8	7.7	1708	0.0	387.5	683.7	400.4	200.0	14.9	103.2	16.6	27.0	0.8	55.0
Rpb38	3520		8.4	2464	3.6	462.5	1042.6	715.9	337.1	24.6	55.2	39.0	20.0	0.5	58.0
RPB39	2500	23.7	7.9	1750	0.0	540.0	687.8	521.7	174.3	16.6	28.8	23.9	110.0	1.0	0.0
RPB41	5770	23.2	8.0	4039	0.0	1410.0	1628.7	1456.0	380.0	26.4	12.0	14.6	1100.0	4.6	20.0
Rpb43	845	19.8	7.5	592	0.0	240.0	143.7	67.7	80.0	7.2	107.2	8.8	10.0	0.7	1.0
Rpb44	1635	22.4	8.2	1145	0.0	565.0	270.2	360.0	117.1	7.8	28.0	18.0	120.0	4.4	7.0
Rpb51	6500	22.4	7.5	4550	0.0	650.0	2198.8	1506.6	751.4	22.9	116.0	40.0	100.0	1.5	140.0
Rpb52	1655	20.1	7.7	1159	0.0	180.0	376.2	252.8	255.7	13.3	92.0	20.0	2.0	0.2	3.0
Rpb54	589	16.9	7.9	412	0.0	155.0	83.9	33.4	54.3	6.9	74.4	10.7	0.0	0.4	1.0
Rpb57	923	21.1	7.7	646	0.0	242.5	254.8	119.3	42.9	8.5	76.0	13.7	3.0	0.3	3.0
Rpb58	662	20.9	7.5	463	0.0	325.0	28.7	115.3	17.1	6.9	32.0	8.3	18.0	0.4	40.0
Rpb59	2030	21.7	7.6	1421	0.0	520.0	465.5	306.4	165.7	14.9	133.6	30.7	18.0	0.4	42.0
RPB70	700	22.1	7.5	585	0.0	191.6	180.0	62.0	36.0	9.0	89.9	7.2	10.0	0.6	5.0
RPB71	1220	19.6	7.9	1150	0.0	550.0	145.0	292.0	58.0	10.0	31.9	2.0	130.0	2.5	55.0
RPB74	980	20.9	7.2	877	0.0	380.0	175.0	172.0	40.0	14.0	61.3	6.1	55.0	1.0	22.0
RPB77	1580	20.9	7.8	1560	0.0	976.0	80.0	396.0	18.0	13.0	22.7	5.6	600.0	8.0	35.0
RPB79	640	19.9	7.3	537	0.0	253.9	104.0	68.0	27.0	10.0	37.1	26.1	10.0	0.6	8.0
RPB80	1820		8.3	1515	14.4	390.7	592.0	380.0	56.0	15.0	37.1	27.6	55.0	0.8	12.0
RPB81	760		8.0	635	0.0	363.4	25.0	134.0	31.0	7.0	37.8	1.0	70.0	1.6	33.0
RPB84	345		7.6	285	0.0	149.3	20.0	41.0	24.0	8.0	31.9	0.5	10.0	0.4	5.0
C3698	3730			2611	0.0	490.0	1000.0	660.0	278.0	75.0	37.0	38.0	110.0	2.7	6.0
C3751	1000			700	0.0	139.0	154.0	125.0	136.0	12.0	46.0	20.0	20.0	0.5	21.0
C4186	8800			6160	0.0	342.0	2810.0	1580.0	1660.0	195.0	458.0	233.0			5.0
C4532	8050			5635	0.0	598.0	3340.0	2250.0	1070.0	57.0	70.0	85.0		2.4	41.0
C5697	5200			3640	0.0	519.0	1510.0	1060.0	550.0	64.0	120.0	91.0		1.0	365.0
C4701	3500			2450	0.0	1150.0	617.0	950.0	365.0	27.0	16.0	5.0		2.3	86.0

DATOS SAC B

Muestra	CE	Temp	Ph	SDT	CO ₃	HCO ₃	SO ₄	Na	Cl	K	Ca	Mg	As	F	NO ₃	Nivel Estático
Rsb10	2400	25.0	7.2	1694	0.0	245.0	680.0	260.0	448.0	13.0	48.8	19.0	65.0	0.8	0.0	13.2
Rsb9	3200	26.9	8.3	2569	0.0	882.5	1036.1	935.3	205.7	19.6	15.2	10.7	480.0	4.5	28.0	3.8
A008	689	0.0	7.9	482	0.0	237.5	51.3	82.9	25.7	11.0	38.4	15.1	25.0	0.3	8.0	0.0
Sjb20	1937	22.5	7.1	1428	0.0	180.0	580.0	349.0	245.0	12.0	84.8	14.0	45.0	0.3	0.0	8.3
Sjb23	2000	23.8	7.4	1428	0.0	190.0	439.0	382.0	291.0	10.0	47.0	10.0	35.0	0.4	0.0	8.0
Sjb24	2200	23.8	7.6	1617	0.0	232.5	678.0	472.0	322.0	9.0	25.0	10.0	22.0	0.5	0.0	0.0
Sjb25	1800	0.0	7.4	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sjb27	3100	24.6	7.0	1858	0.0	220.0	620.3	494.4	428.6	14.1	62.4	18.0	15.0	0.3	0.0	0.0
Sjb28	3300	23.3	7.0	2429	0.0	220.0	725.0	725.0	591.0	15.0	74.0	24.0	20.0	0.3	0.0	4.8
Sjb32	6900	24.0	7.3	4984	0.0	280.0	1673.0	1627.0	1285.0	18.0	62.4	53.0	12.0	0.2	0.0	0.0
Sjb33	5900	0.0	7.3	3835	0.0	300.0	1332.0	1245.0	991.0	15.0	39.0	30.0	10.0	0.2	0.0	8.0
Sjb39	1829	25.8	7.3	1341	0.0	265.0	519.0	361.0	171.0	13.0	43.2	19.0	60.0	0.4	15.0	12.2
Sjb43	3600	0.0	7.2	2674	0.0	237.0	789.0	671.0	691.0	17.0	83.2	52.0	60.0	0.4	5.0	0.0
Sjb45	2100	0.0	7.2	1505	0.0	297.5	710.0	379.0	134.0	14.0	76.8	24.0	115.0	0.3	0.0	10.3
Rsb52	2200	0.0	7.4	1610	0.0	192.5	434.0	424.0	371.0	13.0	68.8	20.0	25.0	0.4	5.0	11.6
Sjb62	5700	25.0	7.2	4270	0.0	242.5	1393.6	1182.0	1105.7	20.4	98.4	90.2	30.0	0.4	0.0	11.8
Sjb64	5800	0.0	7.8	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Rsb67	804	29.2	7.8	571	0.0	202.5	86.2	116.3	714.0	11.1	41.6	6.3	30.0	0.3	10.0	10.0
Rsb68	1780	25.8	7.7	1344	0.0	172.5	365.5	257.8	294.3	19.3	117.6	12.7	30.0	0.3	10.0	0.0
Ne12	2500	22.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ne13	2080	22.1	7.3	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.8
Ne14	2250	22.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.2
Ne15	2840	20.8	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2
Ne2	2000	21.5	8.8	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.8
Ne3	2200	22.5	7.4	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.0
Ne4	1827	23.0	7.5	1225	0.0	621.0	384.0	458.0	117.0	16.5	9.6	3.6	0.0	0.4	0.6	14.0
Ne7	2340	19.8	7.5	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.7
Ne8	2030	21.5	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.5
Ne9	1975	0.0	7.4	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5
Hmed1	1050	0.0	7.3	890	0.0	212.3	180.0	260.0	180.0	7.5	16.8	1.9	50.0	0.6	7.0	0.0
Hmed2	1120	0.0	7.1	935	0.0	212.3	213.0	275.0	180.0	8.0	16.8	1.9	80.0	0.6	5.0	0.0
Hmed3	1230	0.0	7.2	1045	0.0	209.8	225.0	305.0	240.0	10.5	28.8	1.9	60.0	0.6	2.4	0.0
Hmed4	1175	0.0	7.5	995	0.0	207.4	235.0	290.0	200.0	9.5	20.0	2.4	80.0	0.6	2.5	0.0
Hmed5	1150	0.0	7.2	975	0.0	219.6	215.0	285.0	180.0	10.0	27.2	2.9	40.0	0.6	2.2	0.0
Hmed7	960	0.0	7.2	800	0.0	214.7	210.0	200.0	94.0	9.2	24.8	8.3	5.0	0.6	10.0	0.0
Hmed8	1350	0.0	8.1	1115	0.0	158.6	310.0	330.0	250.0	9.5	28.0	4.9	100.0	0.6	2.3	0.0
Hme10	2150	0.0	7.3	1870	0.0	258.6	450.0	530.0	500.0	23.0	60.0	17.0	100.0	0.4	1.9	0.0
Hme15	1350	0.0	8.0	1070	0.0	185.4	290.0	295.0	220.0	12.0	29.6	10.2	80.0	0.6	1.7	0.0
Hme16	1200	0.0	7.6	1025	0.0	207.4	195.0	280.0	260.0	13.0	37.6	6.3	10.0	0.8	1.5	0.0
Hme17	1230	0.0	7.5	1030	0.0	212.3	190.0	265.0	252.0	13.6	41.6	8.8	10.0	0.8	1.5	0.0
Hme18	1200	0.0	7.7	1060	0.0	268.4	220.0	290.0	212.0	12.6	22.4	12.2	120.0	0.8	1.5	0.0
NE20	8900	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.0
Ne31	3080	22.3	0.0	2341	0.0	260.0	869.0	675.0	414.0	15.5	84.0	21.0	40.0	0.4	1.5	4.3
Ne34	0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.2
Ne35	4820	22.1	0.0	3564	0.0	312.0	1150.0	1127.0	880.0	17.0	42.0	34.1	30.0	0.3	0.0	11.8
Ne36	0	0.0	0.0	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	15.1
Ne37	7660	24.0	0.0	5560	0.0	332.5	1580.0	1803.0	1700.0	21.1	49.6	54.1	8.0	0.3	18.0	19.9
NE45	6340	24.4	0.0	4564	0.0	325.0	1379.1	1429.7	1294.3	15.8	78.4	41.5	20.0	0.3	0.0	16.1
Sjb35	4400	25.2	7.0	3213	0.0	210.0	973.0	1019.0	682.0	17.0	55.0	24.0	12.0	0.2	0.0	-1.3
Ne10	1746	20.7	0.0	1294	0.0	297.5	384.5	374.1	194.3	9.2	21.6	10.2	40.0	0.4	2.4	-3.0
Ne11	1879	21.5	7.5	1420	0.0	262.5	441.7	403.4	248.6	12.5	32.8	14.1	45.0	0.4	3.6	-1.0
Hme13	1930	0.0	6.7	1690	0.0	263.5	550.0	490.0	290.0	24.0	40.0	2.4	10.0	0.6	0.5	-5.0
Hme14	1400	0.0	7.4	1190	0.0	273.3	185.0	300.0	312.0	13.6	62.4	8.8	120.0	0.8	1.5	-2.0
HF1	2350	0.0	7.3	1550	0.0	333.5	97.0	470.0	573.0	15.0	48.6	5.5	90.0	0.6	2.0	-10.0
Sjb60	3100	25.6	7.2	0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sjb21	3300	24.8	7.4	2415	0.0	215.0	639.0	683.0	602.0	14.0	44.0	16.0	15.0	0.3	0.0	1.0
RPB9	1030	24.9	7.8	774	0.0	155.0	256.0	124.4	145.7	12.3	72.0	9.7	20.0	0.4	10.0	1.1

Datos SAC A

Muestra	CE	Temp	pH	SDT	CO ₃	HCO ₃	SO ₄	Na	Cl	K	Ca	Mg	As	F	NO ₃	Nivel Estático (mbbp)
A001	708	24.5	7.7	495	4.9	230.0	74.4	115.3	60.0	8.4	24.0	13.2	20.0	0.8	6.0	7.1
A002	1104	20.8	8.0	773	0.0	302.5	205.8	198.2	65.7	8.8	39.2	12.2	50.0	0.9	8.0	5.1
A004	870	20.0	8.3	609	0.0	232.5	194.3	143.6	45.7	6.9	28.0	9.3	2.0	0.8	5.0	5.4
A005	883	22.7	7.9	618	0.0	202.5	209.9	126.4	60.0	8.1	43.2	16.1	18.0	0.4	6.0	4.5
A006	641	21.0	8.0	449	0.0	195.0	91.2	82.9	28.6	6.7	40.8	12.2	20.0	0.4	10.0	8.0
A007	591	22.0	7.9	414	0.0	205.0	58.1	83.9	34.3	7.0	34.4	9.3	15.0	0.7	14.0	6.2
A019																6.3
STB24	1043	24.4	8.0	764	0.0	242.5	311.9	171.9	54.3	8.2	39.2	17.1	40.0	0.6	4.0	5.7
Stb6																6.2
Rsb1	700	20.9	8.0	554	0.0	195.0	156.8	141.6	42.9	7.6	35.2	5.4	60.0	1.0	10.0	6.4
Rsb2	1470	23.7	8.0	1110	0.0	240.0	361.9	291.2	180.0	12.0	50.4	14.6	40.0	0.4	4.0	6.4
Rsb4	325	27.6	8.0	228	0.0	135.0	30.7	50.6	14.3	4.0	19.2	7.8	5.0	0.3	3.0	4.5
Rsb6	599	31.3	7.8	403	0.0	157.5	85.3	82.4	60.0	7.0	31.2	9.8	7.0	0.4	16.0	12.0
Rsb8	612	27.3	7.7	458	0.0	137.5	94.3	101.1	71.4	7.0	40.0	10.2	7.0	0.3	15.0	2.4
Stb21	1459	24.7	7.8	1086	0.0	137.5	378.6	160.8	228.6	11.1	153.6	22.0	15.0	0.4	5.0	5.8
A009	725	0.0	7.7	542	0.0	237.5	83.9	114.3	50.0	7.6	32.0	11.2	40.0	1.0	5.0	6.0
Rsb33	2500	23.0	7.4	1798	0.0	165.0	651.0	360.0	394.0	17.0	84.8	21.0	22.0	0.6	5.0	5.2
Rsb41	1043	25.9	7.6	730	0.0	142.0	340.0	48.0	125.0	10.0	72.0	14.0	4.0	0.4	10.0	13.8
Rsb53	633	27.6	7.6	453	0.0	217.5	53.0	42.0	98.0	11.0	32.0	7.0	50.0	0.3	8.0	5.1
Rsb54	652	26.1	7.6	487	0.0	187.5	106.0	40.0	101.0	8.0	36.0	11.0	30.0	0.5	7.0	4.4
Rpb4	492	0.0	7.7	346	0.0	192.5	85.3	51.6	14.3	8.8	36.8	4.9	20.0	0.4	7.0	12.2
Rpb5	616	24.4	7.8	455	0.0	312.5	92.5	83.9	22.9	55.7	16.0	7.8	4.0	0.2	0.0	12.5
Rpb6	548	27.0	7.5	409	0.0	222.5	124.4	64.7	22.9	9.7	44.0	6.3	25.0	0.4	5.0	12.2
Rsb61	427	21.3	8.0	314	0.0	217.5	57.1	72.8	8.6	4.7	21.6	4.9	60.0	0.8	8.0	8.7
Rsb62	657	21.9	7.9	497	0.0	312.5	51.7	131.4	31.4	4.5	17.6	9.8	200.0	1.1	25.0	8.3
Rpb21	1495	27.7	7.9	1010	0.0	327.5	377.4	234.6	128.6	18.8	88.0	12.2	30.0	0.4	3.2	18.4
Rpb28	1610	22.9	9.2	1076	9.7	32.5	109.8	258.8	434.3	18.0	34.4	7.8	0.0	0.0	1.4	39.9
RPB34	917		7.9	682	0.0	167.5	245.2	127.4	74.3	9.1	58.4	11.2	20.0	0.5	1.4	15.2
RPB37	1619	24.6	8.1	1201	0.0	318.8	416.7	325.6	137.1	14.7	28.8	13.7	90.0	0.7	0.0	32.0
Rpb48	545		8.2	370	0.0	207.5	29.1	77.9	34.3	8.8	40.0	2.4	28.0	0.4	5.0	6.5
Rg7				570			102.5	0.0	56.0							11.0
Rg8				501			96.0	81.0	71.0		37.0	17.0				28.0
Rg9				315			32.0	43.0	38.0		34.0	10.0		0.7		9.0
Rg10				641			96.0	129.0	156.0		64.0	2.0				30.0
Rg11				560			190.0		46.0							15.0
Rg12				401			38.0	58.0	21.0		32.0	10.0				9.0
Rg13				750			80.0	203.0	122.0		56.0					35.0
Rg14				852			168.0		210.0							34.0
Rg15				1010			217.0	279.0	210.0		32.0	7.0				14.0
Rg16				381			62.0		23.0				0.1	0.5		11.0
Rg17				275			30.0	39.4	52.0		5.4	11.7	0.1	0.8		35.0
Rg18				1595			399.0	395.0	255.0		67.2	22.4				35.0
Rg19				542			78.0		50.0							18.0
Rg20				772			211.0		93.0							10.5
Rg22				234			17.0		6.0							5.5
Rg23				630			63.0	87.0	99.0		48.0	29.0				6.5
Rg24				875			70.0	193.0	161.0		80.0	18.0		0.7		46.0
Rg25				670			274.0	134.0	90.0		48.0	7.0		0.7		9.0
Rg26				660			96.0	108.0	85.0		48.0	19.0				7.6

Datos SAC A

Muestra	CE	Temp	pH	SDT	CO ₃	HCO ₃	SO ₄	Na	Cl	K	Ca	Mg	As	F	NO ₃	Nivel Estático (mbbp)
Rg28				970												72.0
Rg3				815			171.0	192.0	86.0		32.0	11.0		0.9		10.0
Rg4				1448			742.0		80.0					0.8		-1.0
Sjb42	767	24.9	7.4	569	0.0	245.0	98.0	51.0	139.0	9.0	34.4	6.0	120.0	0.4	10.0	-1.8
Rpb10	993	29.6	7.4	734	0.0	190.0	220.4	147.6	122.9	8.6	54.4	4.4	50.0	0.4	12.0	-4.0
Rsb69	939	28.7	7.5	694	0.0	190.0	149.5	151.7	111.4	76.2	47.2	7.3	90.0	0.5	10.0	-3.3
Rsb75	671															-5.0
CP2	950	0.0	7.4	810	0.0	329.4	90.0	164.0	120.0	13.6	40.0	19.5	70.0	0.8	20.0	-5.0
CP5	1780	0.0	7.3	1580	0.0	183.0	760.0	295.0	120.0	11.0	160.0	19.5	20.0	1.4	15.0	-5.0

Datos SAC D

Muestr a	CE	Temp	pH	SDT	CO 3	HCO ₃	SO ₄	Na	Cl	K	Ca	Mg	As	F	NO 3	Nivel Estático (mbbp)
Rsb71	3300	31.3	7.7	2499	0.0	32.5	2073.2	376.1	48.6	5.3	524.0	22.0	50	1.2	3.6	-11
Rsb72	1213	32.5	8.2	898	0.0	90.0	379.8	240.6	105.7	2.5	36.8	0.5	40	1.2	5.5	-25
Rsb73	736	32.7	8.0	577	0.0	135.0	153.6	131.4	62.9	3.5	31.2	0.0	40	1.1	8.0	-18
Rsb74	2800		7.7	2435	0.0	97.6	1440.0	455.0	120.0	10.0	280.0	14.6	100	1.4	2.5	-13
Rsb76	591															-10
CP1	2800		7.5	2520	0.0	97.6	1510.0	445.0	108.0	10.5	320.0	9.7	110	1.4	6.0	-25
CP3	2730		7.9	2445	0.0	97.6	1425.0	405.0	148.0	8.6	336.0	14.6	200	2.4	0.5	-10
CP6	2920		8.1	2525	0.0	97.6	1500.0	425.0	120.0	6.8	344.0	9.7	80	2.4	5.5	-10