



Universitat Autònoma de Barcelona

ADVERTIMENT. L'accés als continguts d'aquesta tesi queda condicionat a l'acceptació de les condicions d'ús establertes per la següent llicència Creative Commons:  http://cat.creativecommons.org/?page_id=184

ADVERTENCIA. El acceso a los contenidos de esta tesis queda condicionado a la aceptación de las condiciones de uso establecidas por la siguiente licencia Creative Commons:  <http://es.creativecommons.org/blog/licencias/>

WARNING. The access to the contents of this doctoral thesis it is limited to the acceptance of the use conditions set by the following Creative Commons license:  <https://creativecommons.org/licenses/?lang=en>

Tesis Doctoral

**Variabilidad paleoclimática y cambios paleoambientales en la región Chaqueña
semiárida Argentina**

Autor

Flavio Cesar Speranza

Director

Dr. Bernat Claramunt López

Co-directores:

Dra. Liliana Concepción Lupo

Dr. Julio Kulemeyer

Programa de Doctorat en Ecologia Terrestre
Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals (CREAF)
Universitat Autònoma de Barcelona (UAB)



Any 2020

Variabilidad paleoclimática y cambios paleoambientales en la región Chaqueña semiárida Argentina

INDICE GENERAL

Agradecimientos	5
Abstract	6
Resum	8
Resumen	10
Marco de la investigación	12
Organización de la tesis	12
CAPITULO 1	
Introducción, marco conceptual general y área de estudio.....	15
1.1. Introducción.....	15
1.2. Objetivos.....	18
1.2.1 Objetivo general.....	18
1.2.2 Objetivos específicos.....	18
1.3. Área de estudio	18
1.3.1 División Fitogeográfica	19
1.3.2 Clima.....	20
1.3.3 Geología y geomorfología	21
1.3.4 Población y socio-economía.....	22
1.3.5 Historia de uso.....	22
1.3.6 Amenazas y riesgos actuales.....	23
CAPITULO 2	
Variaciones espacio temporales de la morfodinámica en la cuenca baja del río Bermejo (Argentina).....	25
2.1. Introducción.....	25
2.2. Área de estudio	27
2.2.1 Localización	27
2.2.2 Aspectos ambientales	28
2.3. Materiales y métodos	30
2.3.1 Esquema metodológico.....	30
2.3.2 Estudio de variables recientes.....	31
2.3.3 Estudio de variables pasadas	34

2.4. Resultados	36
2.4.1 Estudio de variables recientes	36
2.4.2 Estudio de variables pasadas	40
2.5. Discusión	50
2.5.1 Interpretación de la variabilidad morfodinámica reciente	50
2.5.2 Interpretación de la morfodinámica paleoambiental	54
2.6. Conclusiones	56
CAPITULO 3	
Paleoenvironmental reconstruction of the semi-arid Chaco region of Argentina based on multiproxy lake records over the last six hundred years	58
3.1 Introduction	58
3.2 Study area	59
3.2.1 Gran Chaco Americano	59
3.2.2 Lake Catchment	60
3.2.3 Laguna Yema	61
3.3 Materials and methods	61
3.3.1 Lithology and mineralogy	62
3.3.2 Geochemistry	62
3.3.3 Palynology	62
3.3.4 Climate analyses	63
3.3.5 Statistical analyses	63
3.3.6 Chronology	63
3.4 Results	64
3.4.1 Lithology	64
3.4.2 Chronology	65
3.4.3 Mineralogical and geochemical composition	66
3.4.4 Sedimentology statistical analysis	69
3.4.5 Palynological analysis	71
3.5 Discussion	73
3.5.1 Paleoenvironmental interpretation	73
3.5.2 Paleoenvironmental implications and regional reconstruction	77
3.6 Conclusions	80

CAPITULO 4

Sensibilidad de *Schinopsis lorentzii* para el registro temporal y espacial del clima en la región chaqueña semiárida de Argentina81

4.1 Introducción.....81

4.2 Materiales y métodos82

4.2.1 Ubicación..... 82

4.2.2 Circulación atmosférica global y clima local..... 83

4.2.3 Historia del uso forestal, vegetación natural y características de la especie arbórea de estudio..... 86

4.2.4 Muestreo dendrocronológico y caracterización de los sitios 87

4.2.5 Procesamiento de muestras y desarrollo de cronologías 89

4.2.6 Análisis de los datos climáticos 90

4.2.7 Relaciones entre crecimiento y variables climáticas locales..... 93

4.2.8 Relaciones entre crecimiento y variables climáticas regionales..... 93

4.3 Resultados94

4.3.1 Crecimiento diamétrico y cronología de anillos..... 94

4.3.2 Análisis de datos climáticos..... 98

4.3.3 Relación crecimiento-clima 101

4.4 Discusión..... 106

4.4.1 Calidad de las cronologías 106

4.4.2 Crecimiento diamétrico..... 108

4.4.3 Comportamiento regional de la precipitación y relaciones crecimiento clima 109

4.4.4 Relación espacial crecimiento – variables climáticas a gran escala 112

4.5 Conclusiones 113

CAPITULO 5

Discusión final integradora y conclusiones generales 115

5.1 Discusión integradora 115

5.1.1 Variabilidad paleoclimática 115

5.1.2 Transformación paleoambiental 118

5.1.3 Dinámica del paisaje..... 119

5.1.4 Riesgos y amenazas 120

5.2 Conclusiones generales..... 122

5.2.1 Perspectivas de actividades futuras..... 122

6. Bibliografía 124

Agradecimientos

A la Fundación BBVA, en el marco del proyecto EL CHACO: Pasado, presente y futuro de las comunidades naturales y humanas de los bosques secos de Sudamérica, Modulo 1: Fluctuaciones climáticas a escala temporal y espacial, que nos brindó los recursos económicos para la iniciación de las actividades de investigación y el estipendio durante la primera etapa del doctorado.

A la Agencia Nacional de Promoción de la Investigación, el Desarrollo Tecnológico y la Innovación del Ministerio de Ciencia y Técnica de la Nación Argentina, en el marco del Proyecto de Investigación Científica y Tecnológica Orientado (PICTO-UNJu): Catástrofes Ambientales durante el Holoceno en Puna, Yungas y Chaco (PICTO-2008-00147), que nos apoyó a través de financiamiento en las campañas a terreno, análisis de muestras y actividades relacionadas con la investigación.

A la Estación Experimental de Cultivos Tropicales Yuto, del Instituto Nacional de Tecnología agropecuaria (INTA), por el apoyo económico destinado a las matrículas anuales, salidas a campo y autorización de tiempo exclusivo a funciones de investigación.

El invaluable tiempo, dedicación y estímulo de mis directores, tutores y, fundamentalmente, amigos, Bernat Claramunt, Liliana Lupo, Julio Kulemeyer, Eugenia Ferrero y Santiago Giralt, brindado en cada paso de este desafío.

A las instituciones que me abrieron sus puertas y apuntalaron este trabajo: Laboratorio de Palinología (Facultad de Ciencias Agrarias INECON CONICET-UNJu), Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals (CREAF, Universitat Autònoma de Barcelona), Estación Experimental de Cultivos Tropicales Yuto (EECT Yuto, INTA), Grupo Yavi de Investigaciones Científicas, Centro de Validación de Tecnologías Agropecuarias de la Provincia de Formosa (CEDEVA), Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (Universidad de Barcelona) y Laboratorio de escáner XRF-Core de la Facultad de Geología (Universidad de Barcelona).

Al equipo del laboratorio de Palinología de la Universidad Nacional de Jujuy: Carina Sanchez, Gonzalo Torres, Fabio Flores, Elizabeth de los Angeles Pereira y Magali Méndez, por sus conocimientos, enseñanzas y acompañamiento técnico en las actividades de campo y a Natalia Batallanos por su paciencia en la capacitación para el procesamiento de muestras.

A la Familia Padañú por su desinteresada ayuda en la logística e información local en Laguna Yema. A la Agencia de Extensión Rural Quimilí del INTA y a Víctor Rosales, por la logística y contactos en los sitios de muestreo dendrocronológicos.

A mi esposa, por su entereza, palabras de aliento y paciencia y a mis hijos Alessio e Isabella, que me estimularon a alcanzar este objetivo, para dejarles este esfuerzo como ejemplo de responsabilidad, perseverancia y dedicación.

Abstract

Paleoclimatic and paleoenvironmental studies of the Holocene provide relevant information regarding climatic trends in the long-term, necessities to generate and test hypothesis on climatic patterns and models, as well as understanding recent environmental changes. While an increasing number of these type of studies are being developed in South America, there are still large regions that do not have detailed and high resolution studies, as in the case of the semi-arid Chaco. This work constitutes a significant contribution in order to reduce the spatial information gap regarding paleoclimatic variability, landscape dynamics, and paleoenvironmental transformations, at different spatial and temporal scales, during the last centuries in the semi-arid region of Argentinian Chaco, through the linkage and articulation of a significant amount and diversity of indicators. A series of studies were conducted, including fluvialmorphological, geomorphological, and textural and mineralogical sedimentary sequences in the lower basin of the Bermejo River, the main landscape modeler of the semi-arid plains in Chaco; analysis of multi-parametric sedimentological records of high-resolution (lithology, geochemistry, mineralogy) and palynological from lake sediments in Laguna Yema; construction and analysis of tree-ring width chronologies of *Schinopsis lorentzii*, mainly located in an altitudinal gradient (North-South) of the semi-arid Chaco region in Argentina and, as a complement, databases from meteorological and hydrometric stations arranged in the study area were also consulted.

A heterogeneous spatial pattern in rainfalls was identified through the analyses performed on instrumental data, climatic reconstructions based on lake sediments, and the tree-ring width chronologies. The analysis of data from meteorological stations located in the semi-arid plains of Chaco and the transition area towards sub-Andean mountain ranges, allowed the distinction of diverse groups of stations with similarities in rainfall pattern, which presents a differentiation with respect to their latitudinal and longitudinal location within the ecoregion. The correlation analysis between water availability reconstructed via lake sediments and the instrumental data on rainfalls showed significant positive correlations with meteorological stations located in the low slopes of sub-Andean ranges, and non-significant correlations with those in the semi-arid Chaco, signaling a spatial disparity in humidity conditions. In the same way, spatial correlation patterns between tree-ring width chronologies and rainfall show that, while the registers in Laguna Yema (LYE) and Las Palmitas (PAL) are representative of rainfalls in the semi-arid and humid Chaco region of Argentina, western Paraguay, eastern Bolivia, and central-south of Brazil, the Weisburd chronology (WEI) presents a better correlation with the rainfall levels of the central-south of Argentina, southern extreme of Brazil, and Uruguay.

Temporal paleoclimatic oscillations identified via lake sediments, which possess a sensibility of the moisture state mainly in the transitional area between the semi-arid Chaco and sub-Andean ranges, reveal the existence of four main phases: i) a moisture at the beginning and arid phase at the end of period from 1455 to 1640 CE; ii) followed by an intermediate water availability phase from 1640 to 1765 CE, with an increase between 1655 and 1680 CE; iii) later, the period between 1765 to 1945 CE which has an oscillating pattern with alternating phases of moisture and aridity, and iv) ends with a trend to increase water availability (1945 to 2008 CE).

Tree-ring width chronologies, which are more sensitive to moisture conditions of the semi-arid Chaco, registered wetter periods during: 1738-1746, 1762-1766, 1953-1959, 1960, 1972-1980, 1989-1992, 1996-2001 and 2006. On the other hand, the most arid periods are

placed between the years 1790-1794, 1941-1948, 1964-1969, 1968-1983, 1981-1985, 1993-1998 and 2004-2007. Both in the reconstruction of water availability through lake sediments as in ring-width chronologies there were substantial moisture increases in the period 1950 to 2007 CE, indicating a leap in rainfalls both in semi-arid Chaco plains as in the transition to sub-Andean ranges.

Our studies allowed the identification of paleoenvironmental changes due to variations in conditions of humidity and aridity, using pollen signal, at a local and regional scale. The local pollen signal is closely related to the conditions surrounding the lake, and its expansion and retraction. In those periods where there is an increase in water availability, there is also an expansion of the lake, generating an increase in the development of *Alternanthera aquatica* and *Juncaginaceae* (pollen types belonging to the group of aquatic plants). On the other hand, during arid periods when the lake experiments a retraction, coastal areas increase their surface and become more humid, generating favorable conditions for the development of herbaceous vegetation (pollen types Poaceae, *Ambrosia*, Amaranthaceae/Chenopodiaceae) and correspondingly, the appearance of colonizing species such as ferns (trilete spores). The pollen types *Bulnesia*, *Prosopis* (Trees), and *Celtis* (Shrubs) have a proportional relationship with the water availability states, showing an increase in pollen proportions during humid periods.

Additionally, we assessed the incidence of anthropic environmental transformations, resulting of changes in soil coverage (deforestation), on fluvialmorphological processes. There are evidences suggesting that erosive processes and sediment transportation in the Bermejo River are notably conditioned by these type of transformations.

Paleomorphodynamic landscape studies revealed significant changes in the location of Bermejo and Pilcomayo rivers courses in the Chaco plains, consequence of avulsion processes that deposited great volumes of alluvial sediments during the Northgrippian to Meghalayan, corresponding to the Pilcomayo River, and during the Meghalayan in the case of the Bermejo River, also identifying substantial textural differences between both deposits. Studies on recent fluvialmorphology show that these avulsion processes remain actives currently and are related with hydrometrical variables of the rivers, evidencing the potential risks of course shifts and ecosystems susceptibility to being modified due to changes in the local humidity generated by the river.

Our results and interpretations constitute tools to be employed in the integrated management of hydric resources in the semi-arid Chaco, where deficiency in water availability for production and human consumption, as well as floods, are one of the main threats in the region. In addition to that, our investigation constitutes an input for the environmental and productive management of the territory, where the advance of the agricultural border for the development of extensive crops is the main change phenomenon in soil coverage, with a sustainability highly dependent of climatic variations and seasonality.

Resum

Els estudis paleoclimàtics i paleoambientals de l'holocè proporcionen informació rellevant sobre les tendències climàtiques a llarg termini necessàries per generar i provar hipòtesis sobre patrons i models climàtics, i per entendre els canvis ambientals recents. Si bé hi ha un nombre creixent d'aquests tipus d'estudis a Amèrica de Sud, encara hi ha extenses regions que no compten amb estudis detallats i d'alta resolució, tal com succeeix en el Chaco semiàrid. El present treball constitueix una aportació significativa per reduir la bretxa espacial d'informació sobre la variabilitat paleoclimàtica, la dinàmica del paisatge, i la transformació paleoambiental, a diferents escales espacials i temporals durant els últims segles a la regió semiàrida del Chaco argentí, mitjançant la vinculació i articulació d'una quantitat i diversitat significatives d'indicadors. Es van dur a terme estudis fluviomorfològics, geomorfològics, i seqüències sedimentàries mineralògiques i texturals de paleolits a la conca baixa del riu Bermejo, principal modelador del paisatge de la plana chaqueña semiàrida; anàlisis de registres multiparamètrics sedimentològics d'alta resolució (litologia, geoquímica, mineralogia) i palinològics de sediments lacustres de la Laguna Yema; construcció i anàlisis de cronologies de gruixos d'anells de l'espècie arbòria *Schinopsis lorentzii*, situats en un gradient latitudinal (Nord-Sud) a la regió chaqueña semiàrida d'Argentina i, complementàriament, es van emprar bases de dades d'estacions meteorològiques i hidromètriques de l'àrea d'estudi.

Es va identificar un patró espacial heterogeni en les precipitacions mitjançant les anàlisis realitzades sobre les dades instrumentals de precipitació, les reconstruccions climàtiques mitjançant sediments lacustres, i les cronologies de gruix d'anells. Les anàlisis de les dades d'estacions meteorològiques ubicades a la plana chaqueña semiàrida i de transició amb les Sierras Subandinas van permetre discriminar diversos grups d'estacions amb similitud en el patró de les precipitacions, les quals posseeixen una diferenciació respecte a la ubicació latitudinal i longitudinal dins l'eco-regió. L'anàlisi de correlacions entre la disponibilitat d'aigua reconstruïda mitjançant els sediments lacustres i les dades instrumentals de precipitació, van mostrar correlacions significatives positives amb les estacions meteorològiques ubicades en les vessants baixes de les Sierras Subandinas, i correlacions no significatives al Chaco semiàrid, assenyalant una disparitat espacial en les condicions d'humitat. En aquest mateix sentit, els patrons espacials de correlació entre les cronologies de gruix d'anell i la precipitació mostren que, mentre els registres Laguna Yema (LYE) i Las Palmitas (PAL) són representatius de la precipitació a la regió chaqueña semiàrida i humida de l'Argentina, oest de Paraguai, est de Bolívia i centre-sud del Brasil, la cronologia Weisburd (WEI) presenta major correlació amb la precipitació a la zona centre i sud d'Argentina, extrem sud del Brasil i Uruguai.

Les oscil·lacions temporals paleoclimàtiques identificades a partir de sediments lacustres, que presenten sensibilitat de l'estat d'humitat principalment de la zona de transició entre Chaco semiàrid i les Sierras Subandinas, revelen l'existència de quatre fases principals: i) Del 1455-1640 CE es presenten condicions dominants d'humitat, que es tornen més seques a la fi del període; ii) seguit d'una fase de disponibilitat hídrica intermèdia de 1640 a 1765 CE, amb més disponibilitat entre 1655 i 1680 CE; iii) posteriorment, entre 1765 i 1945 CE, es presenta un patró oscil·lant amb períodes alternants d'humitat i aridesa; i iv) finalitzant amb un augment en la tendència de la disponibilitat d'aigua (1945-2008 CE).

Les cronologies de gruix d'anell, que són més sensibles a les condicions d'humitat del Chaco semiàrid, registren períodes de major humitat durant els períodes: 1738-1746, 1762-1766, 1953-1959, 1960, 1972-1980, 1989-1992, 1996 -2001 i 2006. D'altra banda, els períodes de major aridesa se situen entre els anys 1790-1794, 1941-1948, 1964-1969, 1968-1983, 1981-1985, 1993-1998 i 2004-2007. Tant en la reconstrucció de la disponibilitat d'aigua mitjançant sediments lacustres, com en les cronologies de gruix d'anell, es van apreciar increments substancials d'humitat en el període 1950-2007 CE, indicant un salt en les precipitacions, tant a la plana chaqueña semiàrida com a la transició amb les Sierras Subandinas.

Els nostres estudis han aconseguit identificar canvis paleoambientals, a causa de les variacions en les condicions d'humitat i aridesa, mitjançant la senyal pol·línica, tant a escala local com regional. La senyal pol·línica local es troba estretament relacionada a les condicions circumdants a la llacuna i la seva expansió i retracció. En els períodes on hi ha un increment en la disponibilitat d'aigua, s'origina una expansió de la llacuna, generant un augment en el desenvolupament d'*Alternanthera aquatica* i *Juncaginaceae* (tipus pol·línics pertanyents al grup de plantes aquàtiques), i, d'altra banda, durant els períodes d'aridesa, quan el llac experimenta una regressió, les zones costaneres augmenten en superfície i es tornen més humides, generant condicions favorables per al desenvolupament de vegetació herbàcia (tipus pol·línics Poaceae, *Ambrosia*, *Amaranthaceae/Chenopodiaceae*) i, complementàriament, l'aparició d'espècies colonitzadores de llocs humits com les falgueres (espores "trilete"). Els tipus pol·línics *Bulnesia*, *Prosopis* (Arbres) i *Celtis* (Arbusts) tenen una relació proporcional amb els estats de disponibilitat d'aigua a escala regional, mostrant un augment en les proporcions de pol·len durant els períodes humits.

Adicionalment, es va valorar la incidència de la transformació ambiental antròpica, resultant dels canvis de cobertura de terra (deforestació), sobre els processos fluviomorfològics, evidenciant que els processos d'erosió i transport de sediments al riu Bermejo es troben notablement condicionats per aquest tipus de transformacions.

Els estudis de paleomorfodinàmica del paisatge revelen canvis significatius en la ubicació de les lleres del riu Bermejo i Pilcomayo a la plana chaqueña, conseqüència de processos d'avulsió, dipositant grans volums de sediments al·luvials durant el Norgripiense a Megalayense, corresponents al riu Pilcomayo, i durant el Megalayense pertanyents a el riu Bermejo, identificant, a més, diferències texturals substancials entre els dos dipòsits. Els estudis de fluviomorfologia recent mostren que aquests processos d'avulsió continuen actius en l'actualitat i estan relacionats amb variables hidromètriques dels rius, posant en evidència els riscos potencials per desplaçament de la llera i la susceptibilitat dels ecosistemes a ser modificats a causa de canvis en la humitat local generada pel riu.

Els nostres resultats i interpretacions constitueixen eines per ser emprades en la gestió integrada de recursos hídrics a la regió chaqueña semiàrida, on la deficiència en la disponibilitat d'aigua per la producció i consum humà i les inundacions són unes de les principals amenaces de la regió. Adicionalment, el nostre treball constitueix una entrada per a la gestió de l'ordenament ambiental i productiu del territori, on l'avanç de la frontera agropecuària per al desenvolupament de cultius extensius és el principal fenomen de canvi en la cobertura de terra, sent la seva sostenibilitat altament dependent de les variacions i estacionalitat climàtica.

Resumen

Los estudios paleoclimáticos y paleoambientales del holoceno proporcionan información relevante sobre las tendencias climáticas a largo plazo necesarias para generar y probar hipótesis sobre patrones y modelos climáticos y entender los cambios ambientales recientes. Si bien hay un número creciente de este tipo de estudios en América del Sur, todavía existen extensas regiones que no cuentan con estudios detallados y de alta resolución, tal como sucede en el Chaco semiárido. El presente trabajo constituye un aporte significativo para reducir la brecha espacial de información de la variabilidad paleoclimática, la dinámica del paisaje y la transformación paleoambiental, a distintas escalas espaciales y temporales, durante los últimos siglos en la región semiárida del Chaco argentino, mediante la vinculación y articulación de una significativa cantidad y diversidad de indicadores. Se llevaron a cabo estudios fluviomorfológicos, geomorfológicos y secuencias sedimentarias mineralógicas y texturales de paleocauces en la cuenca baja del río Bermejo, principal modelador del paisaje de la llanura chaqueña semiárida; análisis de registros multiparamétricos sedimentológicos de alta resolución (litología, geoquímica, mineralogía) y palinológicos de sedimentos lacustres de Laguna Yema; construcción y análisis de cronologías de ancho de anillos de la especie arbórea *Schinopsis lorentzii*, ubicados en un gradiente latitudinal (Norte-Sur) en la región chaqueña semiárida de Argentina y, complementariamente, se emplearon bases de datos de estaciones meteorológicas e hidrométricas dispuestas en el área de estudio.

Se identificó un patrón espacial heterogéneo en las precipitaciones mediante los análisis realizados sobre los datos instrumentales de precipitación, las reconstrucciones climáticas mediante sedimentos lacustres y las cronologías de ancho de anillos. Los análisis de los datos de estaciones meteorológicas ubicadas en la llanura chaqueña semiárida y transición con las Sierras Subandinas, permitieron discriminar diversos grupos de estaciones con similitud en el patrón de las precipitaciones, las cuales poseen una diferenciación respecto a la ubicación latitudinal y longitudinal dentro de la ecorregión. El análisis de correlación entre la disponibilidad de agua reconstruida mediante los sedimentos lacustres y los datos instrumentales de precipitación mostraron correlaciones significativas positivas con las estaciones meteorológicas ubicadas en las laderas bajas de las Sierras Subandinas y correlaciones no significativas en el Chaco semiárido, señalando una disparidad espacial en las condiciones de humedad. En este mismo sentido, los patrones espaciales de correlación entre las cronologías de ancho de anillo y la precipitación muestran que, mientras los registros Laguna Yema (LYE) y Las Palmitas (PAL) son representativos de la precipitación en la región chaqueña semiárida y húmeda de Argentina, oeste de Paraguay, este de Bolivia y centro-sur de Brasil, la cronología Weisburd (WEI) presenta mayor correlación con la precipitación en la zona centro y sur de Argentina, extremo sur de Brasil y Uruguay.

Las oscilaciones temporales paleoclimáticas identificadas a partir de sedimentos lacustres, que poseen sensibilidad del estado de humedad principalmente de la zona de transición entre chaco semiárido y las Sierras Subandinas, revelan la existencia de cuatro fases principales: i) De 1455 a 1640 CE se presentan condiciones dominantes de humedad, las que se tornan más secas al final del período; ii) seguido de una fase de disponibilidad hídrica intermedia de 1640 a 1765 CE, con mayor disponibilidad entre 1655 y 1680 CE; iii) posteriormente entre

1765 y 1945 CE, se presenta un patrón oscilante con períodos alternantes de humedad y aridez y iv) finalizando con un aumento en la tendencia de la disponibilidad de agua (1945 a 2008 CE).

Las cronologías de ancho de anillos, que son más sensibles a las condiciones de humedad del Chaco semiárido, registran periodos de mayor humedad durante: 1738-1746, 1762-1766, 1953-1959, 1960, 1972-1980, 1989-1992, 1996-2001 y 2006. Por otro lado, los periodos de mayor aridez se ubican entre los años 1790-1794, 1941-1948, 1964-1969, 1968-1983, 1981-1985, 1993-1998 y 2004-2007. Tanto en la reconstrucción de la disponibilidad de agua mediante sedimentos lacustres, como en las cronologías de ancho de anillo se apreciaron incrementos sustanciales de humedad en el periodo 1950 a 2007 CE, indicando un salto en las precipitaciones, tanto en la llanura chaqueña semiárida como en la transición con las Sierras Subandinas.

Nuestros estudios lograron identificar cambios paleoambientales, debido a las variaciones en las condiciones de humedad y aridez, mediante la señal polínica, tanto a escala local como regional. La señal polínica local se encuentra estrechamente relacionada a las condiciones circundantes a la laguna y su expansión y retracción. En los periodos donde existe un incremento en la disponibilidad de agua, se origina una expansión de la laguna, generando un aumento en el desarrollo de *Alternanthera aquatica* y *Juncaginaceae* (tipos polínicos pertenecientes al grupo de plantas acuáticas), y, por otro lado, durante los periodos de aridez, cuando el lago experimenta una regresión, las zonas costeras aumentan en superficie y se vuelven más húmedas, generando condiciones favorables para el desarrollo de vegetación herbácea (tipos polínicos Poaceae, *Ambrosia*, Amaranthaceae/Chenopodiaceae) y, complementariamente, la aparición de especies colonizadoras de sitios húmedos como los helechos (trilete spores). Los tipos polínicos *Bulnesia*, *Prosopis* (Árboles) y *Celtis* (Arbustos) tienen una relación proporcional con los estados de disponibilidad de agua a escala regional, mostrando un aumento en las proporciones de polen durante los períodos húmedos.

Adicionalmente, se valoró la incidencia de la transformación ambiental antrópica, resultante de los cambios de cobertura del suelo (deforestación), sobre los procesos fluviomorfológicos, evidenciando que los procesos de erosión y transporte de sedimentos en el río Bermejo se encuentran notablemente condicionados por este tipo de transformaciones.

Los estudios de paleomorfodinámica del paisaje revelan cambios significativos en la ubicación de los cauces del río Bermejo y Pilcomayo en la llanura chaqueña, consecuencia de procesos de avulsión, depositando grandes volúmenes de sedimentos aluviales durante el Norgripiense a Megalayense, correspondientes al río Pilcomayo, y durante el Megalayense pertenecientes al río Bermejo, identificando además sustanciales diferencias texturales entre ambos depósitos. Los estudios de fluviomorfología reciente muestran que estos procesos de avulsión continúan activos en la actualidad y están relacionados con variables hidrométricas de los ríos, poniendo en evidencia los potenciales riesgos por desplazamiento del cauce y la susceptibilidad de los ecosistemas a ser modificados debido a cambios en la humedad local generada por el río.

Nuestros resultados e interpretaciones constituyen herramientas para ser empleadas en la gestión integrada de recursos hídricos en la región chaqueña semiárida, en donde la deficiencia en la disponibilidad de agua para la producción y consumo humano y las inundaciones son unas de las principales amenazas de la región. Adicionalmente, nuestro trabajo constituye un insumo para la gestión del ordenamiento ambiental y productivo del

territorio, en donde el avance de la frontera agropecuaria para el desarrollo de cultivos extensivos es el principal fenómeno de cambio en la cobertura del suelo, siendo su sustentabilidad altamente dependiente de las variaciones y estacionalidad climática.

Marco de la investigación

Este trabajo se encuadra originalmente dentro de las tareas propuestas en el módulo 1 del proyecto EL CHACO: Pasado, presente y futuro de las comunidades naturales y humanas de los bosques secos de Sudamérica -El caso del Chaco Seco Argentino-, financiado por la Fundación BBVA. Las tareas del módulo 1 estuvieron centradas en las fluctuaciones temporales y espaciales de los patrones climáticos y las composiciones florísticas (palinológicas) de los siglos pasados en los bosques secos. Complementariamente las labores se enmarcaron en el Proyecto de Investigación Científica y Tecnológica Orientado (PICTO-UNJu): Catástrofes Ambientales durante el Holoceno en Puna, Yungas y Chaco, el cual posee como objetivo principal profundizar en la interpretación de las variaciones del clima, características geomorfológicas del terreno y de las actividades antrópicas (uso de la tierra) y analizar la recurrencia de los eventos y su probable intensificación en las últimas décadas del siglo XX.

Actualmente las investigaciones se encuentran apuntaladas a través del proyecto: Caracterización diagnóstica de la variabilidad climática actual y de la vulnerabilidad de las producciones agropecuarias por efecto del Cambio Climático, del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA), con el objetivo central de caracterizar de la variabilidad climática mediante implementación de índices climáticos e información multiproxy de registros ambientales; y el proyecto Dinámica del paisaje a diferentes escalas temporales-espaciales en ecosistemas de montaña de la Provincia de Jujuy, Noroeste Argentino, de la Secretaría de Ciencia y Técnica y Estudios Regionales de la Universidad Nacional de Jujuy.

Organización de la tesis

Con el propósito de brindarle al lector un orden coherente de las temáticas y estudios abordados, se elaboró un esquema metodológico general (Figura 1) y se dividió el trabajo final de tesis doctoral en 5 capítulos.

En el capítulo 1 se pone en contexto el trabajo a través de la introducción, la definición del objetivo general y los objetivos específicos y se describe el área de estudio, permitiendo otorgar una visión general de diversos aspectos relacionados a la ubicación espacial y contextual del área, división fitogeográfica, clima, geología y geomorfología, población y economía, historia de uso y amenazas, y riesgos naturales.

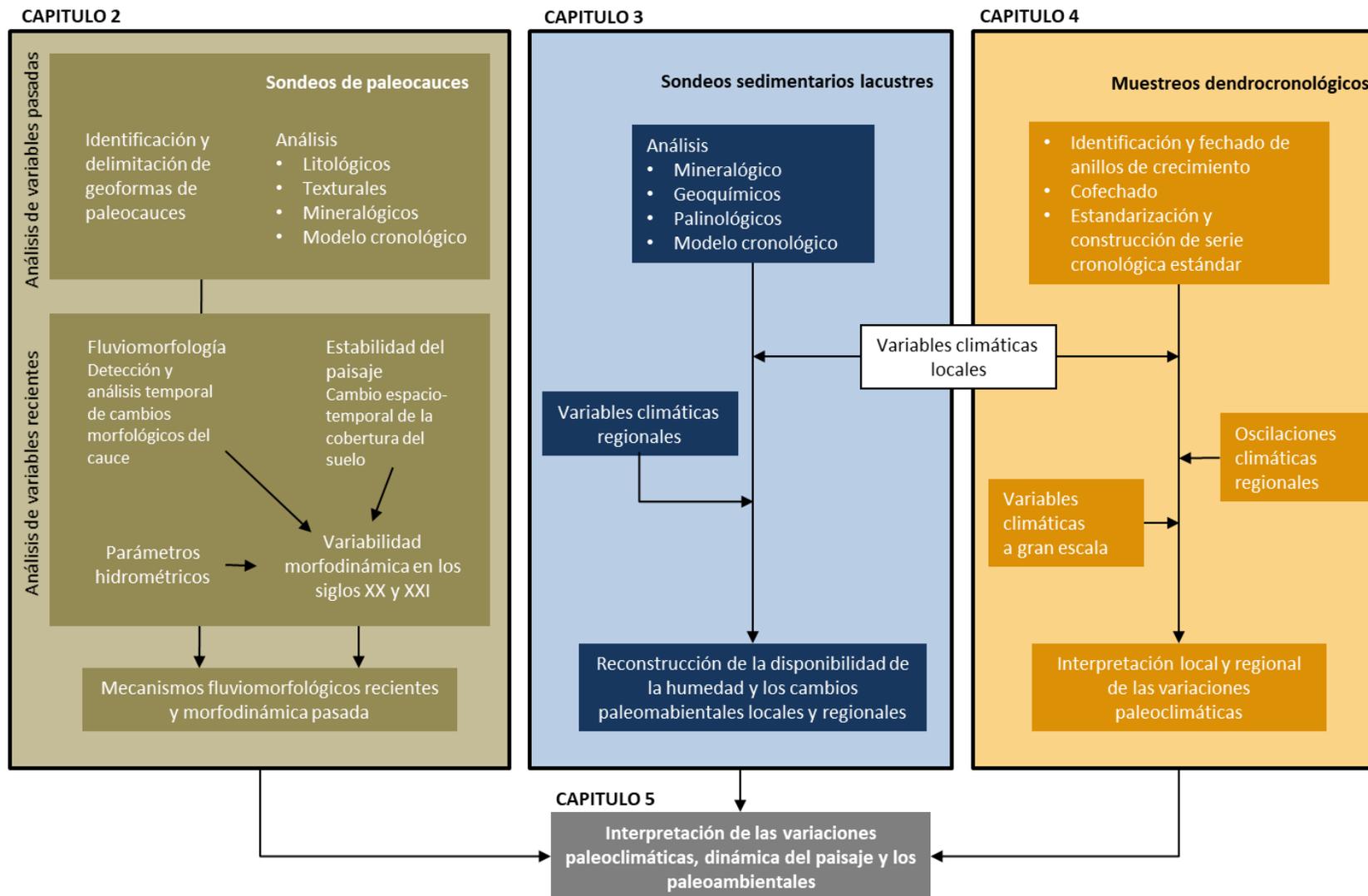


Figura 1. Esquema metodológico general de los estudios abordados en la tesis de doctorado.

El capítulo 2 pone en contexto a la cuenca del río Bermejo y su mega-abanico aluvial, mediante una descripción detallada de la geología y geomorfología regional y brinda información específica sobre la hidrología e hidrosedimentología del río Bermejo y sus afluentes. Este capítulo presenta estudios orientados a la interpretación de la morfodinámica reciente (últimas tres décadas) del abanico aluvial del río Bermejo, siendo este curso fluvial el principal modelador del paisaje del Chaco semiárido, junto a los ríos Pilcomayo y Juramento/Salado. Adicionalmente, se exponen los estudios paleoambientales de registros sedimentológicos de paleocauces, mediante análisis litológicos, texturales y mineralógicos, basados en un modelo cronológico a partir de dataciones radiocarbónicas; la interpretación de los estudios de las variables recientes y los registros de paleocauces se complementó para reconstruir la morfodinámica paleoambiental del sector proximal del mega-abanico aluvial del río Bermejo. Este capítulo está en la fase final de producción de manuscrito para ser enviado a la revista *Earth Surface Processes and Landforms*.

En el capítulo 3 se desarrolla la reconstrucción paleoclimática y paleoambiental mediante el estudio multiparamétrico (litología, geoquímica, mineralogía y palinología) de alta resolución de sedimentos lacustres de Laguna Yema. Se empleó un enfoque estadístico mediante análisis multivariados para diferenciar las influencias ambientales que dejaron señales en los sedimentos lacustres. Complementariamente, se relacionó la reconstrucción paleoclimática obtenida con otros registros regionales para distinguir e interpretar el patrón temporal y espacial de la distribución de humedad durante los últimos seis siglos. Este capítulo ha sido publicado en la revista *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Speranza *et al.*, 2019).

En el capítulo 4 se describe la circulación atmosférica de gran escala y oscilaciones atmosféricas regionales, las fuentes de humedad y, en forma detallada, el clima local de la región semiárida, enfatizando sobre la variable de precipitación. Se especifican los procedimientos y los análisis de las cronologías de ancho de anillos de la especie arbórea *Schinopsis lorentzii*, para determinar los incrementos radiales y evaluar la sensibilidad del crecimiento a las variaciones mensuales, estacionales y anuales de las condiciones locales de precipitación y temperatura en tres sitios de muestreo en el Chaco semiárido, considerando la potencialidad dendrocronológica que posee la especie y su amplia distribución en la región chaqueña argentina. Se muestra la existencia de patrones espaciales de correlación entre las cronologías y las variables climáticas a gran escala, logrando arribar a interpretaciones sobre la dinámica e influencia de las oscilaciones atmosféricas sobre las variables climáticas de la región chaqueña semiárida y las Sierras Subandinas. Se encuentra en finalización el manuscrito de este capítulo para ser enviado a la revista *Dendrochronologia*.

En el capítulo 5 se aborda la discusión de las interpretaciones alcanzadas en los capítulos 2, 3 y 4, que se vinculan e integran para alcanzar una comprensión holística y robusta de las variaciones paleoclimáticas y paleoambientales en la región chaqueña semiárida.

CAPITULO 1

Introducción, marco conceptual general y área de estudio

1.1. Introducción

Entender los procesos ambientales y climáticos pasados y su relación con las transformaciones recientes y transferir estas interpretaciones a los espacios de toma de decisión y generación de estrategias regionales, es uno de los mayores desafíos con los que se encuentra la ciencia en la actualidad (Beriot *et al.*, 2014; DeLeo, 2016; Fierro, 2019).

El clima y los procesos ambientales no suelen ser constantes, sino que fluctúan en una amplia gama de escalas de tiempo. La dinámica de estos sistemas puede investigarse utilizando mediciones de diversas variables a lo largo del tiempo. Las series climáticas medidas a través de instrumentos meteorológicos cubren solo algunas áreas de nuestro planeta y no se dispone de series temporales mayores a varios siglos. Para tales escalas de tiempo, se emplean proxies físicos, químicos o biológicos (Jackson, 2007). La reconstrucción paleoclimática y paleoambiental emplea secuencias fósiles en depósitos continentales y oceánicos de todo el mundo, para producir series temporales de la dinámica climática y ambiental pasada, en lapsos de décadas a milenios o aún más amplios. Esta información constituye una herramienta esencial para discernir las condiciones actuales del sistema climático-ambiental, proporcionando información fundamental sobre las tendencias a largo plazo, necesarias para generar y testear hipótesis sobre patrones climáticos y validar modelos climáticos-ambientales (Bender *et al.*, 1994; Julià *et al.*, 1994; Kenneth e Ingram, 1995; Hernández-Almeida *et al.*, 2015; Mann *et al.*, 2008; Ortega *et al.*, 2015; Rial *et al.*, 2004; Zorita *et al.*, 2003).

Si bien hay un número creciente de estudios paleoclimáticos y paleoambientales en América del Sur (Flantua *et al.*, 2016; Kilian y Lamy, 2012; Lüning *et al.*, 2019; Marchant y Hooghiemstra, 2004; Neukom y Gergis, 2011), todavía existen extensas regiones que no se han estudiado en detalle. La investigación en estas regiones llenaría los vacíos espaciales con registros proxy y complementaría las interpretaciones existentes (Córdoba *et al.*, 2014; Dätwyler *et al.*, 2019; Hooper *et al.*, 2020; Kock *et al.*, 2020; Lupu *et al.*, 2016, 2018; Morales *et al.* 2015a, 2015b, 2018; Neukom *et al.*, 2010; Oxman *et al.*, 2016, 2019; Piovano *et al.*, 2014; Schittek *et al.*, 2016; Vuille *et al.*, 2012; Fierro *et al.*, 2016)

El Chaco semiárido es una de estas grandes regiones con escasos estudios paleoclimáticos y paleoambientales detallados y de alta resolución, si se tiene en cuenta la amplia superficie de la ecorregión (600,460 km²). La relevancia del Chaco semiárido radica en su importante biodiversidad (The Nature Conservancy *et al.*, 2005; Kuemmerle *et al.*, 2017; Redford, 1990) y la fragilidad del sistema, que históricamente ha sido modificado por la actividad humana (Morello *et al.*, 2005), incluyendo explotación de recursos forestales sin políticas de manejo (Braier *et al.*, 2004; Kleinpenning y Zoomers, 1989) y la actual amenaza de cambio de uso de suelo producto de la expansión regional de la agricultura extensiva (Baumann *et al.*, 2016; Gasparri, 2016; Volante *et al.*, 2016).

Las mayores bases de datos paleoclimáticas recopilan una gran cantidad de conjuntos de datos paleoclimáticos multiproxies ya existentes y dispersos (datos documentales, datos instrumentales iniciales y proxies naturales), que corresponden al proyecto de reconstrucción y

dinámica climática a largo plazo de América del Sur (LOTRED-SA, en el marco del Programa Cambio Global Pasado (GBP-PAGES), a los Centros Nacionales de Información Ambiental (NCEI) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) y el editor de datos para ciencias de la tierra y medio ambiente PANGAEA. Dichas bases de datos muestran una reducida cantidad de trabajos en la región del Chaco (Figura 2), correspondiente a estudios paleolimnológicos (Fierro *et al.*, 2016) y dendrocronológicos (Ferrero y Villalba, 2009). Esta exigua cantidad de investigaciones se debe, probablemente, a que la gran escala de la región hace que el muestreo extensivo sea un desafío, sumado a la compleja y limitada accesibilidad. Esta brecha de información paleoclimática y paleoambiental es una limitante, considerando el valor que tiene un análogo moderno bien desarrollado del Chaco para mejorar las interpretaciones regionales, así como también para mejorar los modelos climáticos globales. Las reconstrucciones regionales son particularmente importantes ya que el cambio climático regional y los extremos, en general, exhiben amplitudes mucho mayores que las reconstrucciones hemisféricas y globales (Wanner, 2005).

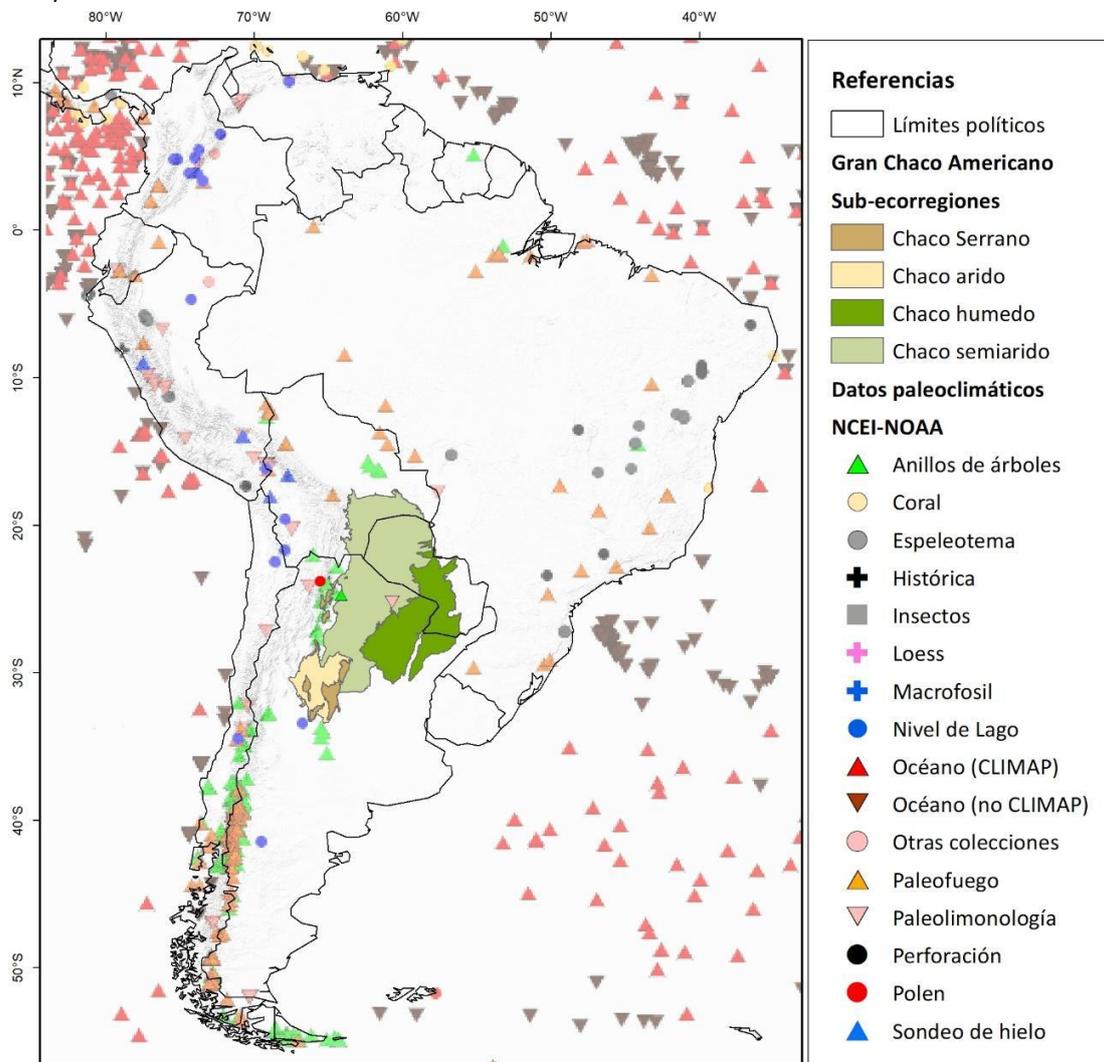


Figura 2. Datos paleoclimáticos de fuentes naturales (anillos de árboles, sondeos de hielo, corales y sedimentos de los océanos y lagos, entre otros), provenientes de la base de datos de los Centros Nacionales de Información Ambiental (NCEI-NOAA) (<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data>) y de la iniciativa Reconstrucción y dinámica climática a largo plazo de América del Sur (LOTRED-SA).

El Chaco semiárido es una vasta llanura conformada principalmente por grandes volúmenes de sedimentos provenientes de los ríos que nacen en la ladera oriental de los Andes argentino-bolivianos, formando mega-abanicos aluviales. Uno de los principales mega-abanicos lo conforma el río Bermejo, el cual, debido a su gran capacidad de transporte de sedimentos, genera procesos de erosión/gradación con el consecuente desarrollo de avulsiones, siendo estos procesos el agente modelador sobresaliente de la región (Brea *et al.*, 1999a; Horton y DeCelles, 2001; Iriondo, 1993; McGlue *et al.*, 2016). Estas avulsiones, que se sucedieron a lo largo del tiempo geológico, generaron una importante red de paleocauces interdigitados en la llanura chaqueña (Baumann *et al.*, 2009; Cafaro *et al.*, 2010). Los depósitos sedimentarios resultantes proveen información sobre la evolución de esta llanura y permiten interpretar las variaciones morfodinámicas del mega-abanico del Bermejo, los cambios paleoclimáticos y las posibles influencias antrópicas (Asselman y Middelkoop, 1995; Blum y Törnqvist, 2000; Schumm *et al.*, 2002; Syvitski *et al.*, 2012).

Los lagos se encuentran entre los mejores archivos ambientales continentales, por ser muy sensibles a los cambios del entorno (Battarbee, 2000; Fritz, 1996) y pueden usarse para reconstruir la resolución temporal de la precipitación pasada (ej. Cheng-Bang *et al.*, 2012; Kalugin *et al.*, 2007) y las condiciones ambientales o limnológicas (ej. Bennion *et al.*, 2005; Bigler *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2009). Los cambios ambientales que modificaron la dinámica de la cuenca de drenaje, se registran con precisión en los sedimentos de los lagos (Fierro *et al.*, 2016; Giralt *et al.*, 2003). Estas modificaciones incluyen alteraciones en el nivel de agua en el lago, variaciones en la cantidad de sedimentos y procesos de transporte (Amsler *et al.*, 2007; Brea y Spaletti, 2010; Coppus e Imeson, 2002); los cambios en los ensamblajes florísticos también se registran a través de estudios de la estratigrafía del polen (Bennett y Willis, 2001; Lupo *et al.*, 2006, 2008). Estos análisis de la composición palinológica confieren un enfoque multidisciplinario de la serie de cambios ambientales y ayudan a aclarar situaciones en el análisis paleoambiental.

Complementariamente, otra de las técnicas que más se utilizan para inferir con resolución anual o incluso estacional el clima pasado y los cambios ecológicos en un determinado sitio es la dendroclimatología (Gr. dendron, árbol; climato, clima; logos, estudio), empleando el crecimiento radial anual de los árboles (Fritts, 1976; Villalba, 2000). Diversos estudios demuestran que algunas especies de regiones tropicales o subtropicales generan dormancia cambial e inducen la formación de anillos de crecimiento anuales definidos, a causa de una marcada estacionalidad en las precipitaciones, con una estación seca pronunciada (Ferrero *et al.*, 2014; Fichtler, 2015; López y Villalba, 2011), tal como sucede en la región chaqueña semiárida. Considerando su amplia distribución en la región chaqueña de Argentina, uno de los géneros que posee características anatómicas adecuadas para implementar las técnicas dendrocronológicas es *Schinopsis* spp. (López y Villalba, 2016; Carvalho Nogueira *et al.*, 2018; Ferrero y Villalba, 2009), registrando satisfactoriamente las variaciones climáticas regionales.

El presente trabajo constituye un aporte significativo para reducir la brecha espacial de información paleoclimática y paleoambiental en la región del Chaco semiárido, mediante la vinculación y articulación de una significativa cantidad y diversidad de variables ambientales empleadas como proxies, para alcanzar una interpretación robusta y consistente de la dinámica paleoclimática y paleoambiental del área de estudio.

1.2. Objetivos

1.2.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo consiste en identificar, cuantificar e interpretar las interrelaciones entre la variabilidad paleoclimática, la dinámica del paisaje y los paleoambientes, a distintas escalas espaciales y temporales, con énfasis en los últimos siglos en la región semiárida del Chaco argentino.

1.2.2 Objetivos específicos

El objetivo general se desglosa en los siguientes tres objetivos específicos:

Reconocer e interpretar los mecanismos fluviomorfológicos recientes y la morfodinámica pasada del cauce del río Bermejo y la construcción del mega-abanico aluvial sobre la llanura chaqueña semiárida.

Reconstruir la historia local y regional del clima y el ambiente a partir de los cambios paleoecológicos y paleoambientales de registros lacustres.

Evaluar la sensibilidad del crecimiento de la especie arbórea *Schinopsis lorentzii* a las variaciones mensuales, estacionales y anuales de las condiciones locales de precipitación y temperatura e investigar las respuestas de las cronologías de ancho de anillos a la variabilidad climática a escala regional.

1.3. Area de estudio

El área estudiada se ubica en el Gran Chaco Americano (Figura 3), que se extiende sobre una gran llanura sedimentaria en la parte central de América del Sur, en Argentina (59%), Paraguay (23%), Bolivia (13%) y una porción de Brasil (5%), ocupando una superficie de 1,081,000 km², siendo la segunda región boscosa más extensa de América del Sur después de la selva Amazónica. La región se emplaza desde 16°55' S, en la región tropical, a 33°52'S, en la región templada, y desde 67°50' O al pie de los Andes, hasta 57°52' O hacia el sistema fluvial de los ríos Paraguay y Paraná. Esta vasta ecorregión alberga una excepcional diversidad biológica, identificando en el área aproximadamente 3,400 especies de plantas, de las cuales 400 son endémicas, 150 especies de mamíferos, presentando 12 endemismos, casi 500 especies de aves, 186 especies anfibias y 297 de reptiles (OEA, 2017). De esta manera, la ecorregión constituye un ecosistema de elevado valor, entre otras cosas, por conectar áreas tropicales con áreas templadas (Morello, 1983).

Nuestro estudio se enfoca en la sub-ecorregión del Chaco semiárido. Esta sub-ecorregión es la más extensa del Gran Chaco, ocupando una superficie aproximada de 600,460 km². Limita al norte con las ecorregiones de la Selva Amazónica y el Bosque Chiquitano, en el extremo sur y sudeste limita con la ecorregión del Espinal y las sub-ecorregiones de Chaco serrano y Chaco árido, al este se encuentra la sub-ecorregión de Chaco húmedo, al noreste la Selva Amazónica y al oeste la ecorregión de las Yungas.

La cuenca estudiada corresponde al río Bermejo (Figura 3) y es compartida por Argentina y Bolivia, ocupando una superficie de 122,841 Km², con una importante red de drenaje, en donde sus nacientes se ubican en el borde oriental de los Andes.

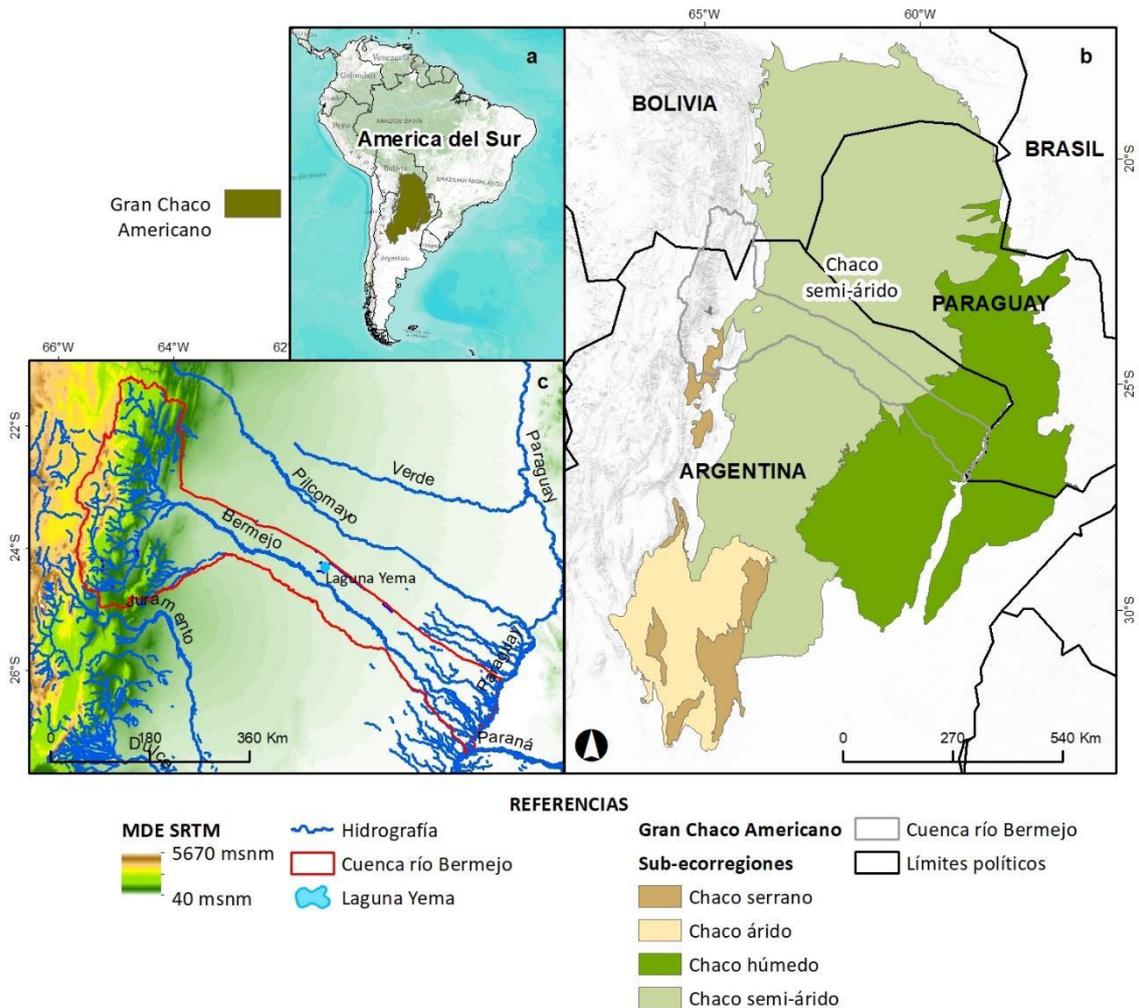


Figura 3. a) Ubicación del Gran Chaco Americano en América del Sur. b) División del Gran Chaco Americano en las sub-ecorregiones. c) Ubicación de la cuenca del río Bermejo y su sistema hidrográfico, empleando como mapa de base el modelo digital de elevación (MDE) (Farr *et al.*, 2007).

1.3.1 División Fitogeográfica

La provincia fitogeográfica del Gran Chaco Americano, que pertenece al Dominio Chaqueño de la región Neotropical (Cabrera, 1976), presenta una notable variabilidad espacial en la precipitación media anual y la temperatura media anual, mostrando además una diferencial topografía y diversos tipos de suelos, que dan como resultado múltiples asociaciones vegetales. En base a las variabilidades expuestas y sus formaciones vegetales asociadas, el Gran Chaco se divide en cuatro sub-ecorregiones o también denominados distritos (Cabrera, 1976; Oyarzabal *et al.*, 2018; Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 2011): Chaco oriental o Chaco húmedo, con alta diversidad de especies vegetales, los 3 estratos de vegetación bien representados y la presencia de lianas, enredaderas y epífitas; b) Chaco occidental o Chaco semiárido, más seco que el distrito oriental, constituido principalmente por bosques altos xerófilos, con estratos arbustivos y arbóreos bien representados, estepas halófilas y sabanas; c) Chaco árido, desarrollado a lo largo de extensas llanuras interserranas, compuesto de especies xerófitas dispuestas en bosques abiertos y estepas arbustivas; y d) Chaco serrano, en las laderas bajas de los cerros y quebradas, constituida por bosques serranos y estepas serranas.

Las asociaciones vegetales predominantes del Chaco semiárido están formadas por bosques xerófilos semicaducifolios y un mosaico de pastizales y arbustales. Tiene cuatro comunidades zonales (Oyarzabal *et al.*, 2018): a) El bosque cerrado de xerófitas, con un piso superior (15 a 25 m de altura), ocupado por las principales especies arbóreas: quebracho colorado (*Schinopsis lorentzii*) y quebracho blanco (*Aspidosperma quebracho-blanco*) y un piso arbóreo medio (8 a 12 m), con las especies de mayor abundancia: Palo borracho (*Ceiba chodatii*), mistol (*Ziziphus mistol*) y molles (*Schinus* spp.), ocupando suelos limo-arenosos; b) Bosque de xerófitas con palo santo (*Bulnesia sarmientoi*) y quebracho lagunero (*Aspidosperma triternatum*), desarrollados sobre suelos arcillo-limosos; c) Pastizal dominado por *Cenchrus pilcomayensis* y *Etionurus muticus* y numerosas especies de las familias Amaranthaceae, Chenopodiaceae, Poaceae y Cyperaceae, sobre paleocauces arenosos y d) Bosque de xerófitas de algarrobos (*Prosopis* spp.), en llanuras de inundación y zonas con napa freática de baja profundidad. El estrato arbustivo de las mencionadas comunidades zonales es denso y se compone de diversas especies de garabatos (*Acacia* spp.), talas (*Celtis* spp.), brea (*Cercidium praecox*), guayacán (*Caesalpinia paraguariensis*), atamisqui (*Atamisquea emarginata*), castela (*Castella coccinea*) y mimosas (*Mimosa* spp.) (Brassiolo *et al.*, 1993).

La cuenca del río Bermejo, además de ocupar la provincia fitogeográfica del Gran Chaco, también se extiende sobre otras ecorregiones, notablemente diferenciadas, que se ubican en la ladera oriental de los Andes: el Dominio de la América subtropical, con la Provincia fitogeográfica Yungas, el Dominio Chaqueño, con la Provincia Prepuneña y el Dominio Andino, representado por la Provincia Altoandina y Puneña (Cabrera, 1976; Oyarzabal *et al.*, 2018). Las Yungas se extienden al pie y por las laderas bajas de las Sierras Subandinas, ocupando altitudes desde 400 hasta 3,000 msnm. Presentan pisos o franjas de vegetación de características fisonómicas y florísticas particulares, inducidas por el gradiente altitudinal, que influye no solo sobre la temperatura, sino también sobre las precipitaciones y humedad. Los pisos de las asociaciones vegetales son: Selva Pedemontana o de Transición (400 a 700 msnm), Selva Montana o Nublada (700 a 1,500 msnm) y Bosque Montano (1,500 a 3,000 msnm) (Brown *et al.*, 2001). La Prepuna se extiende por las laderas y quebradas secas de las montañas entre 2,300 y 3,400 msnm. Presenta un tipo de vegetación dominante de estepa arbustiva y matorral (bosquecillos enanos) con presencia de cactáceas cereiformes y también se distinguen los pastizales de altura, que ocupan la franja de menor altitud y lindantes a las Yungas. La Puna ocupa el sector de altas montañas y mesetas de una porción de la cuenca alta entre 3,400 m y 4,400 msnm y posee una vegetación de estepa arbustiva baja y estepa herbácea. La ecorregión Altoandina, que ocupa las altas montañas de la cuenca del río Bermejo, desde 4,400m hasta 5,500 msnm, presenta estepas gramíneas con reducida cobertura del suelo y, en casos aislados, estepas arbustivas y vegas (Cabrera, 1976; Oyarzabal *et al.*, 2018).

1.3.2 Clima

El clima en el Chaco semiárido es subtropical, tipo continental con veranos muy calientes. Las temperaturas medias máximas absolutas alcanzan valores de 45°C y en invierno la mínima absoluta es de -10°C. Las temperaturas medias anuales alcanzan, en promedio para toda la región, 21.2°C, con temperaturas máximas y mínimas anuales que rondan en promedio 28.6°C y 14.9°C respectivamente (Alvarez Francoso *et al.*, 2014). Las precipitaciones se caracterizan por

los monzones estacionales, con más del 80% de las precipitaciones entre noviembre y marzo (Minetti, 1999). Oscilan entre 700-750 mm/año en la parte más oriental de la región, limitando con el Chaco húmedo y en el sector occidental, limitando con las Yungas, y en la parte central de la ecorregión presenta precipitaciones de hasta 500 mm/año (Acuña *et al*, 2012). El balance hídrico es deficitario en casi todo el territorio, salvo en sectores muy reducidos en el umbral con las Yungas. Los valores medios de evapotranspiración potencial (1,100 a 1,200 mm/año), marcan un déficit equivalente a la precipitación media anual (Boletta *et al.*, 1989).

1.3.3 Geología y geomorfología

El Chaco semiárido es una vasta llanura sedimentaria formada por sedimentos provenientes de los Andes Centrales (10°S a 34°S), transportados fundamentalmente por los ríos Bermejo, Pilcomayo y Juramento/Salado. En función de las variaciones de topografía, vulcanismo, y tectónica, este sector de los Andes puede dividirse en las provincias geológicas de la Puna, la Cordillera Oriental, las Sierras Subandinas y las Serranías de Santa Bárbara, donde se presentan pendientes pronunciadas, abundantes precipitaciones, una dominante fragilidad de los materiales debido a una alta meteorización de las rocas (Iriondo y Paira, 2007; Brea y Spalletti, 2010) y, complementariamente, una importante cantidad de superficies con cambios de uso del suelo para la actividad agropecuaria (Vallejos *et al.*, 2015). Estas condiciones son preponderantes para los procesos de erosión y movimientos en masa, suscitando una notable producción de sedimentos, que son transportados por los ríos hacia la llanura frente al orógeno (Cafaro *et al*, 2010). Estos procesos generan potentes acumulaciones detríticas en las áreas más proximales de los abanicos aluviales (pie de las Sierras Subandinas) (Culot *et al.*, 1984) y, complementariamente, los flujos más lentos de barro y de tierra, junto a otros agentes de transporte fluvial, se alimentan de los anteriores detritos y producen el transporte de sedimentos de todas las granulometrías posibles hacia las zonas distales de los abanicos (Brea y Spalletti, 1997; Spalletti y Brea, 1998).

Los abanicos aluviales están conformados por un patrón de distribución de viejas fajas aluviales y paleocauces ubicados en diferentes niveles y extendidos en toda la superficie chaqueña, generando, como consecuencia, una suave topografía irregular de escaso desnivel en dirección N-S (Cafaro *et al*, 2010; Iriondo, 1993). Los cauces fluviales modernos no alcanzan algunos sectores distales de los abanicos aluviales, siendo las características morfológicas típicas en estas zonas, los derrames, seguidos por esteros, bañados y humedales alargados que ocupan fajas aluviales antiguas abandonadas, que se han desarrollado especialmente hacia el este. Por otro lado, hacia el oeste se conformaron otras formas encauzadas, constituyendo terrenos bajos de regiones secas, con aguas superficiales efímeras relacionadas con el drenaje lineal, denominadas peladares (Brea y Spalletti, 2010). La planicie basal sobre la que se ha desarrollado la llanura aluvial es una superficie de modelado complejo aluvio-coluval-eólico (planicie poligénica chaqueña), cuya antigüedad posible es del Pleistoceno Superior (Brea y Spalletti, 2010).

1.3.4 Población y socio-economía

El Gran Chaco Americano ha tenido desde más de 10,000 años una población constituida por una diversidad de naciones indígenas, diferenciadas cultural y lingüísticamente, estimando en la actualidad una población de pueblos originarios de 600,000 personas, pertenecientes a alrededor de 27 grupos étnicos (Schlaifer y Estigarribia, 2011), y una población total de un poco más de 4 millones de personas, con una densidad poblacional de 5,90 hab/km² y donde la población rural representa el 30% de la población total del Chaco.

La población padece bajos niveles de ingresos, los indicadores de educación, condiciones sanitarias y de salud se encuentran entre los más bajos de los 4 países y una gran proporción de su población, pertenece al estrato más pobre, con un 60% de la población total del Chaco con Necesidades Básicas Insatisfechas (INDEC, 2010; INE, 2012; DGEEC, 2018). En este grupo la población indígena es la más desfavorecida, a la que le siguen en ese estrato de pobreza los trabajadores rurales y pequeños productores agropecuarios que migran temporalmente en busca de empleo (COBINABE, 2000).

La actividad económica chaqueña está principalmente basada en la explotación del sector primario. Las producciones que ocupan mayor cantidad de superficie son los cultivos extensivos, principalmente soja, poroto y, en menor proporción, algodón. Estos desarrollos agrícolas generan una significativa presión sobre los bosques nativos, los recursos hídricos y las comunidades locales, producto de la exponencial expansión de la frontera agropecuaria (Paolasso *et al.*, 2012; Paruelo *et al.*, 2005). La ganadería extensiva, incluyendo el ganado bovino, ovino y caprino, es una actividad generalizada y se encuentra en gran parte de la región. La presencia de ganado en el área se remonta desde finales del siglo XVII (Gelman y Barsky, 2012), históricamente con objetivos de subsistencia (Valenzuela, 2002), manteniéndose este objetivo hasta la actualidad, y apareciendo solo algunos proyectos aislados de desarrollo agropecuario relativamente más intensivo (sistemas silvopastoriles). La extensa ocupación del ganado genera una presión sobre el bosque, producto de un manejo ganadero inadecuado que genera degradación de la masa boscosa y consecuentemente pérdida de servicios ecosistémicos (Pengue, 2009; Caruso, 2010). La estructura de la tierra muestra que el 45% de las explotaciones son menores a 50 ha y ocupan una superficie de 2% del Chaco, mientras que las explotaciones de más de 1,000 ha, que representan el 5% del total de las mismas, ocupan un 60% de su superficie (DCEA, 2008; INDEC, 2018; INE, 2015).

Respecto al valor agregado bruto generado por las actividades económicas relacionadas con la industria y con el sector servicios, el Chaco representa solo aproximadamente el 6% del valor nacional de cada país.

1.3.5 Historia de uso

El Gran Chaco Americano posee una extensa y variable historia de uso. La explotación forestal del territorio se inició alrededor de 1875 con un proceso de desarrollo económico constituido por los primeros obrajes forestales, de carácter inestable e itinerante. El crecimiento de la demanda nacional e internacional de madera dura y de tanino, provocó la expansión de los obrajes en toda la región del Chaco, con la aparición de las primeras fábricas, alcanzando su mayor desarrollo productivo a partir de 1902 (Zarrilli, 2004). Complementariamente, en esa

misma década, se incrementó la actividad forestal en el noroeste argentino debido a la llegada del ferrocarril, con gran demanda de durmientes para su construcción y, al mejorar el transporte, se potenciaron las actividades forestales en el Chaco. Durante periodos cercanos a la Primera Guerra Mundial (1915-1918) y Segunda Guerra Mundial (1939 a 1947), la producción forestal de la región chaqueña magnificó los volúmenes de producción hasta 1950 a 1962 que, con la recomposición productiva de Europa, se redujeron drásticamente las exportaciones, generando una disminución de la producción local (Zarrilli, 2008). En la década de 1970 comenzó un proceso de expansión de la agricultura a la región chaqueña, como resultado de los cambios tecnológicos y el aumento de las precipitaciones (Grau *et al.*, 2005). Este proceso continuó durante los años ochenta y noventa, relacionado con la demanda mundial sostenida de soja, y se aceleró entre 2001 y 2007, tras el aumento global de los precios de los productos básicos y la devaluación del peso nacional (Gasparri y Grau, 2009; Gasparri *et al.*, 2015; Volante *et al.*, 2016). A partir de 2007, el avance de la frontera agropecuaria tuvo una ligera reducción debido a la sanción de la Ley Nacional argentina Nº 26331 de Presupuestos Mínimos de Protección Ambiental de los Bosques Nativos, sumado a una reducción en los precios de commodities agrícolas (Schmidt, 2018; Aguiar *et al.*, 2018). Esta expansión de la agricultura en la región del Chaco, especialmente del cultivo de soja, a las zonas con humedad suficiente para el desarrollo de este cultivo, generó un doble proceso de migración de la ganadería vacuna. Por un lado, desde la pampa húmeda hacia áreas marginales y más áridas del país, tal es el caso del Chaco y, en segundo término, en el interior del Chaco hubo desplazamientos del stock vacuno migrando hacia las zonas de mayor aridez y suelos con menor aptitud para la agricultura, ubicadas principalmente en la sub-ecorregión del chaco semiárido (Braticevic, 2012).

1.3.6 Amenazas y riesgos actuales

Este ecosistema de importancia global se ve amenazado y el área enfrenta desafíos significativos, tanto socio-económicos como ambientales. De acuerdo a datos de FAO (2009), en América del Sur, a pesar de la baja densidad de la población, es poco probable que el ritmo de deforestación disminuya en un futuro próximo. Los elevados precios de los alimentos y del combustible favorecen la deforestación continua para la producción ganadera y de cultivos agrícolas, con el fin de satisfacer la demanda mundial de alimentos, forrajes y biocombustibles. La globalización continúa ocasionando cambios en esta región, apoyados principalmente en los acuerdos comerciales bilaterales y multilaterales y las crecientes inversiones y relaciones comerciales con las economías emergentes asiáticas (Caballero *et al.*, 2014). Los principales problemas y amenazas ambientales de la ecorregión son: i) deforestación para producción de cultivos agrícolas extensivos, alterando significativamente el equilibrio de los ecosistemas y particularmente a los corredores biológicos terrestres y acuáticos (OEA, 2017; Vallejos *et al.*, 2019); ii) degradación del suelo, a través de procesos intensos de erosión y desertificación, producto del incremento del transporte de sedimentos, incidiendo en la dinámica fluviomorfológica y con impactos en el aprovechamiento del recurso hídrico, generando azolvamiento de los embalses, aumento de procesos de salinización y disminución de la productividad agrícola y pecuaria; iii) gestión no sostenible de los recursos hídricos, originando escasez de agua en los períodos secos, tanto para consumo humano como para uso agrícola y ganadero, con una reducida superficie bajo riego y alto porcentaje de la población sin acceso al

agua potable, degradación de la calidad del agua con niveles altos de contaminación orgánica, bacteriológica, química y agroquímica y conflictos por inundaciones con población desplazada, pérdidas en las actividades productivas y deterioro de infraestructura, equipamiento rural y urbano (COBINABE, 2000); y iv) degradación del recurso forestal debido a manejos inadecuados de la ganadería (sistemas silvopastoriles no sustentables) y extracción forestal sin planificación, provocando una reducción de los servicios ecosistémicos del bosque seco (OEA, 2017).

En línea con las amenazas identificadas por las mesas de gestión de la Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo (COBINABE, 2000) y de la Unidad de Coordinación de Manejo Sustentable de Bosques en el Ecosistema Transfronterizo del Gran Chaco Americano (OEA, 2017), nuestro trabajo genera un aporte para entender las oscilaciones y variabilidad climática pasada para inferir la factibilidad y sustentabilidad de los cambios de uso, con la eliminación del bosque para el desarrollo de cultivos agrícolas extensivos. Adicionalmente, se exploran las causas y cuantifica las consecuencias de los procesos de erosión que generan degradación en los suelos de la cuenca del río Bermejo y que impactan en el Chaco semiárido. En cuanto a la gestión de recursos hídricos, la presente investigación constituye un aporte a la planificación con enfoque de cuenca para minimizar los riesgos por inundación. Complementariamente, la mejor comprensión de la geomorfología, las tipologías edáficas y las asociaciones vegetales relacionadas, constituye un insumo fundamental para la elaborar estrategias productivas de desarrollo rural, con un enfoque de manejo sostenible del bosque.

Capítulo 2

Variaciones espacio temporales de la morfodinámica en la cuenca baja del río Bermejo (Argentina)

2.1. Introducción

La vasta llanura del Gran Chaco Americano, que ocupa una superficie de 1,081,000 Km² en los países de Argentina, Bolivia, Paraguay y Brasil, se encuentra conformada principalmente por sedimentos provenientes de una serie de ríos que nacen en la ladera oriental de los Andes argentino-bolivianos. La geología de estas nacientes se caracteriza por una sucesión de cadenas montañosas alargadas de norte a sur, compuestas principalmente por materiales con alta susceptibilidad a la erosión (Iriondo y Paira, 2007). Esta zona aporta grandes volúmenes de sedimentos que son transportados por las corrientes fluviales a los ríos del Chaco (Brea *et al.*, 1996; Filizola *et al.*, 2002). Estos ríos forman mega-abanicos aluviales, que descargan en el sistema fluvial Paraná-Paraguay constituyéndose en el agente modelador sobresaliente de la región del Chaco (Horton y DeCelles, 2001; McGlue *et al.*, 2016; Neiff, 1986).

Una de las principales cuencas la conforma el río Bermejo, ocupando una superficie de 122,841 km², y que genera un mega-abanico con un radio de 650 Km, desde su ápice ubicado en la provincia de Salta, Argentina, hasta su extremo distal en el río Paraguay (COBINABE, 2000). Esta extensa cuenca vincula una gran diversidad de ecosistemas, actuando como un gran corredor biológico. Complementariamente, presenta un gran potencial para el desarrollo humano y aprovechamiento sustentable de los recursos, ya que se asientan núcleos urbanos, áreas con desarrollo social, agropecuario comercial e industrial.

En función de una serie de características topográficas, morfológicas, climáticas y procesos morfodinámicos, se reconoce una división de la cuenca del río Bermejo en cuenca alta y cuenca baja. En la alta cuenca se presentan pendientes pronunciadas, con abundantes precipitaciones, una dominante fragilidad de los materiales debido una alta meteorización de las rocas (Iriondo y Paira, 2007; Brea y Spalleti, 2010) y, complementariamente, se aprecia una elevada cantidad de superficies con cambios de uso del suelo (deforestación) para la actividad agropecuaria (Vallejos *et al.*, 2019). La combinación de estos factores genera intensos procesos de erosión y movimientos en masa, suscitando una notable producción de sedimentos, que son transportados por el río Bermejo hacia la llanura frente al orógeno (Cafaro *et al.*, 2010). La cuenca baja, donde se desarrolla el mega-abanico aluvial, se caracteriza por tener reducida pendiente, mayor estabilidad relativa y, durante la estación húmeda, los ríos transportan una elevada carga de sedimentos en suspensión y arenas finas como carga de fondo, siendo dominantes los procesos de agradación (Brea *et al.*, 1999b). La capacidad de transporte de grandes volúmenes de sedimentos del río Bermejo y sus afluentes, junto a los procesos de erosión/agradación, genera considerables procesos de avulsión sobre la cuenca baja, formando curvas de meandros, que potencialmente son luego abandonados, siendo el principal agente modelador de la arquitectura del abanico aluvial (Brea *et al.*, 1999a; Iriondo, 1993; Bridge, 2003; Seminara, 2006).

Estas avulsiones se sucedieron a lo largo del tiempo geológico y generaron una importante red de paleocauces interdigitados en la llanura chaqueña (Baumann *et al.*, 2009; Cafaro *et al.*, 2010), con depósitos que archivan una historia de procesos cordilleranos

superficiales y geodinámicos, con implicaciones para la biogeografía de tierras bajas (Wilkinson *et al.*, 2006), constituyendo una de las bases para la configuración de los distintos sitios ecológicos, con características distintivas respecto a la formación vegetal, tipo de suelo e hidrogeología. Este mosaico de geformas tiene influencias directas en los potenciales usos del suelo de la región, siendo la base para la planificación del ordenamiento predial y de políticas de desarrollo territorial. Los depósitos sedimentarios de paleocauces, proveen información para evaluar los procesos de erosión y sedimentación que operan en el área fuente y a escala local. El estudio de los paleocauces es fundamental para comprender el funcionamiento de las llanuras e interpretar las variaciones morfodinámicas del mega-abanico del Bermejo, los cambios paleoclimáticos y las posibles influencias antrópicas (Asselman y Middelkoop, 1995; Blum y Törnqvist, 2000; Pizzuto, 1995; Schumm *et al.*, 2002; Schumm y Brakenridge, 1987; Syvitski *et al.*, 2012).

El proceso de avulsión tiene una relación directa con la carga de sedimentos de la corriente fluvial, por lo que dependen en cierta medida de las precipitaciones, la cobertura vegetal y uso del suelo de la cuenca alta. En las últimas décadas, la cobertura vegetal de la cuenca del río Bermejo fue progresivamente diezmada, en especial en los sectores relativamente planos y de mayor precipitación en la cuenca alta y en la transición con la cuenca baja, donde las precipitaciones son suficientes para el desarrollo de los cultivos agrícolas y, complementariamente, degradada por actividades antrópicas tales como cría de ganado extensivo y extracción de madera sin planificación sustentable. En las últimas décadas los patrones de deforestación en América del Sur pasaron a ser más activos en selvas subtropicales y bosques secos caducifolios (Aide *et al.*, 2013; Hansen *et al.*, 2013), tal como sucede con las asociaciones vegetales de la cuenca del río Bermejo. La deforestación en la cuenca se intensificó en la década de 1970 como resultado de los cambios tecnológicos y el aumento de las precipitaciones (Grau *et al.*, 2005), continuó (con fluctuaciones espaciales y temporales) durante los años ochenta y noventa en asociación con la demanda mundial sostenida de soja y se aceleró entre 2001 y 2007, tras el aumento global de los precios de los productos básicos y la devaluación del peso nacional (Gasparri *et al.*, 2015; Gasparri y Grau, 2009; Volante *et al.*, 2016). Este cambio histórico de cobertura ha desencadenado la pérdida generalizada y fragmentación de la vegetación natural (Adámoli *et al.*, 2011; Torrella *et al.*, 2015; Viglizzo *et al.*, 2010) y consecuentemente desequilibrio hidrológico a nivel de subcuencas y pérdidas de los suelos por erosión hídrica (Gaitán *et al.*, 2017; Merten y Minella, 2013; Osinaga *et al.*, 2012; Senisterra, 2014; Xiong *et al.*, 2018).

El sistema hídrico del río Bermejo constituye una fuente fundamental de provisión de agua, tanto para el consumo humano, como para el desarrollo productivo agrícola ganadero de la región chaqueña. Según el programa estratégico de acción para la cuenca binacional del río Bermejo (COBINABE, 2010), la dinámica fluviomorfológica actual, a través de los movimientos en planta del río, condicionan el diseño y operación de captaciones de agua y el aprovechamiento del recurso en las regiones con déficit hídrico y además generan afectación a la infraestructura vial, ferroviaria, productiva y social en la cuenca baja, pudiendo causar cambios catastróficos locales o regionales. El mapeo de los cambios del cauce es una herramienta para evidenciar el peligro de erosión y las coberturas actuales del suelo, así como para comprender las razones de esos cambios. Numerosos estudios se han llevado a cabo en

ríos importantes con la ayuda de la teledetección y las técnicas GIS para detectar cambios espacio-temporales de la morfodinámica de los ríos (Chakraborty y Datta, 2013; Debnath *et al.*, 2017; Gogoi y Goswami, 2013; Kummu *et al.*, 2008; Park y Latrubesse, 2017; Sarma y Acharjee, 2012; Thakur *et al.*, 2011; Yang *et al.*, 1999).

Entender los cambios recientes y pasados de la morfodinámica del río Bermejo es prioritario para la planificación de estrategias de manejo integrado de cuenca y de desarrollo socio-productivo de la región del Chaco. Este trabajo tiene como objetivo comprender los mecanismos recientes y pasados de la morfodinámica del cauce y la construcción del mega-abanico aluvial del río Bermejo mediante la integración de teledetección y análisis fluviomorfológicos, geomorfológicos y secuencias sedimentarias mineralógicas y texturales de los paleocauces.

2.2. Área de estudio

2.2.1 Localización

El Chaco es una gran cuenca sedimentaria con ríos que atraviesan ambientes con características geológicas e hidrológicas disímiles, dando una respuesta geomorfológica común sobre la región, de abanicos aluviales de diversos tamaños. Los mega-abanicos de mayor importancia, responsables de la sedimentación de este ambiente, son el Parapetí, Pilcomayo, Bermejo y Juramento/Salado. La cuenca del río Bermejo, compartida por Argentina y Bolivia, posee una importante red de drenaje, con sus nacientes en el borde oriental de los Andes. Según la COBINABE (2010), esta cuenca puede dividirse en cuenca alta, ocupando una superficie de 50,024 Km², la cual se subdivide en subcuenca alta norte (24,907 km²) y subcuenca alta sur (25,117 km²) y cuenca baja, formando un gran abanico aluvial de 72,817 Km² (Figura 4). Esta diferenciación se basa en el cambio de pendiente del terreno y en la configuración de la red de drenaje. En función de las características particulares y los procesos morfodinámicos asociados se pueden apreciar notables diferencias entre ambas cuencas, las cuales se exponen en Apéndice I.

El área específica en donde se llevaron a cabo los estudios corresponde a la cuenca baja del río Bermejo, desde el ápice del abanico aluvial, próximo a la localidad de Embarcación, provincia de Salta, Argentina (23°19'S; 63°58'O), hasta el sector cercano a la localidad de Laguna Yema, provincia de Formosa, Argentina, (24°38'S, 61°23'O) (Figura 4).

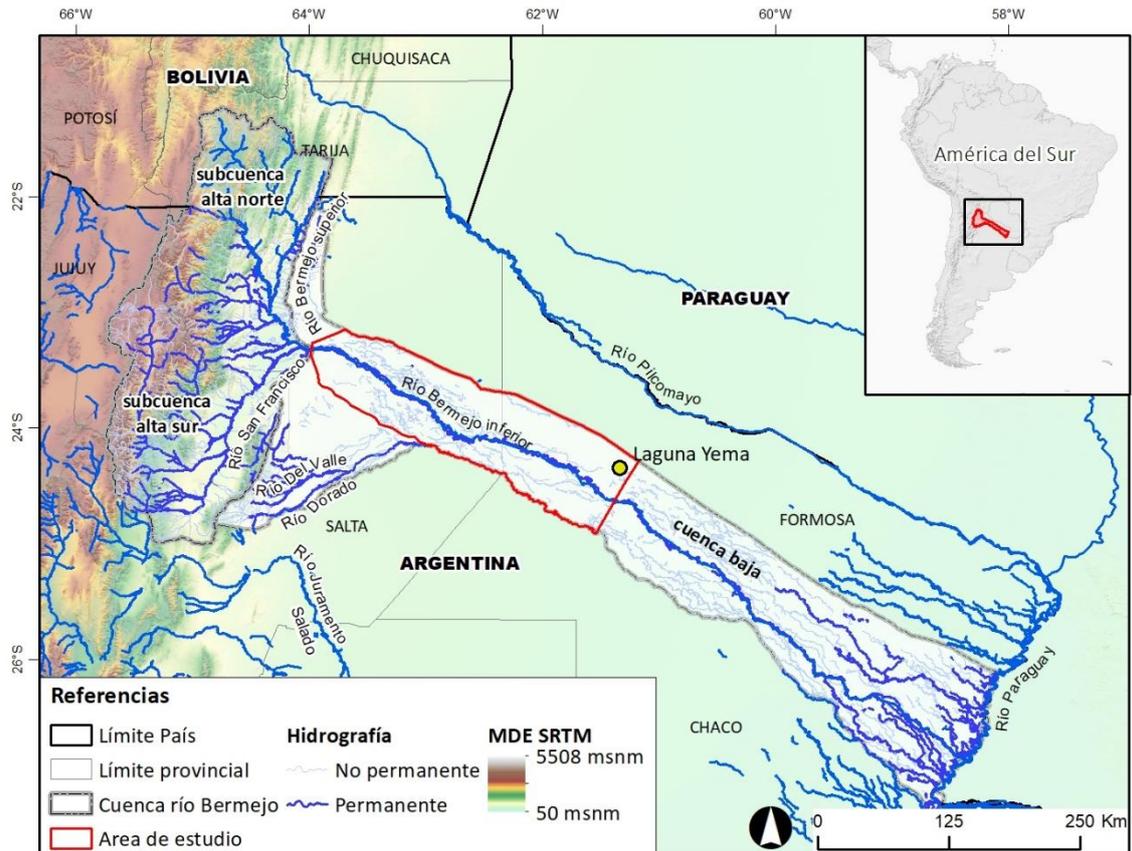


Figura 4. Ubicación de la cuenca del río Bermejo, diferenciando espacialmente la cuenca alta, con sus subcuencas norte y sur, la cuenca baja y la extensa red hidrográfica. Para lograr obtener una interpretación gráfica de la topografía se emplea el modelo digital de elevación (MDE) de Farr *et al.* (2007).

2.2.2 Aspectos ambientales

La región comprendida por la cuenca del Bermejo posee una notable variabilidad espacial en las condiciones climáticas, con climas fríos montañosos semiáridos al oeste a valles intermontanos estacionalmente húmedos, que terminan en planicies cálidas y secas en la zona oriental de tierras bajas (llanuras del Chaco). Las mayores precipitaciones se presentan en el sector de menor altitud de la cuenca alta con valores medios máximos de 1200 mm anuales (Figura 5). Las regiones más elevadas poseen reducidas precipitaciones, del orden de los 200 mm anuales. La cuenca baja muestra una variabilidad de precipitación de este a oeste con valores anuales de 700-800 mm en el extremo occidental, reduciendo la precipitación en el centro (550 mm) y aumentando hacia el extremo oriental, alcanzando 1400 mm. La distribución de las temperaturas medias muestra un polo de calor en la zona central de la cuenca con alta evapotranspiración y una fuerte demanda del recurso hídrico (Figura 5).

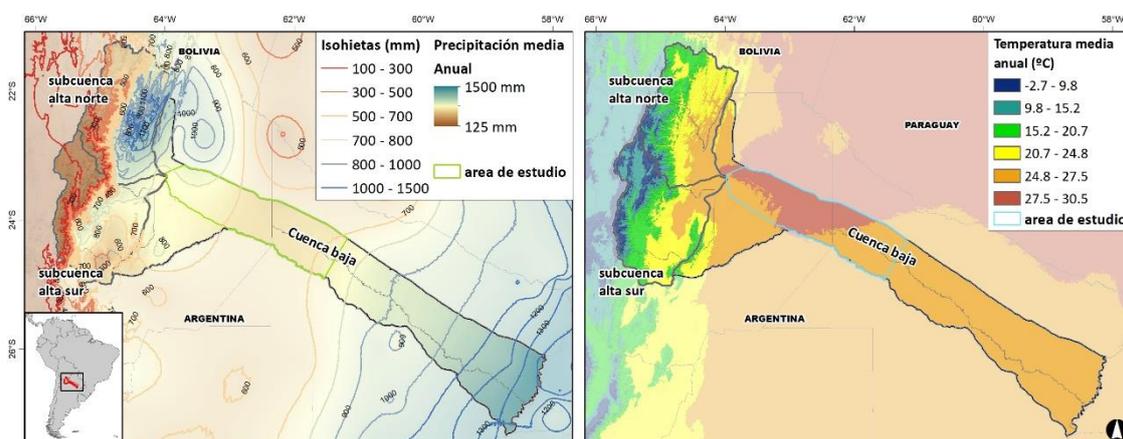


Figura 5. Variabilidad espacial de la precipitación y la temperatura media anual (1970-2000) en la cuenca del río Bermejo, basados en datos de WorldClim v2 (Fick y Hijmans, 2017).

Los regímenes hidrológicos de los ríos en la región son claramente monzónicos con una estacionalidad unimodal bien definida que exhibe 75-85% del derrame anual en la época del verano lluvioso (enero-abril) y solo alrededor del 11% en la estación seca de invierno (mayo-septiembre) (Brea y Spalletti, 2010; Pedrozo y Bonetto, 1987; Sambrook Smith *et al.*, 2016). Esta estacionalidad produce importantes extremos en el caudal del río Bermejo, con valores mínimos registrados de 20 m³/s y medio máximo diario histórico de 12,260 m³/s. Los caudales medios mensuales y medios máximos diarios anuales de las estaciones hidrométricas mencionadas se aprecian en el Apéndice II.

La cuenca alta del Bermejo es una zona con elevada actividad hidrosedimentológica, con procesos que presentan una cierta continuidad temporal asociada a eventos hidrológicos relacionados con el régimen de lluvias (Brea y Spalletti, 2010). Sin embargo, no solo se distinguen este tipo de fenómenos, sino que complementariamente se generan procesos de remoción en masa que están relacionados con la inestabilidad hidrogeológica de la cuenca, y se vinculan con lluvias intensas y, por lo tanto, no presentan la continuidad temporal que muestran los primeros (Coppus e Imeson, 2002), teniendo una notable incidencia en la modelación del paisaje, proporcionando grandes volúmenes de materiales sólidos a la cuenca hídrica (Baumann *et al.*, 2009; Cristóbal *et al.*, 2009; Fierro *et al.*, 2016; Paolini, 2014). Estos procesos geomorfológicos, favorecidos por los fenómenos de meteorización física y de desintegración de las rocas y por marcados relieves, son generadores de acumulaciones detríticas en las áreas más proximales de los sistemas fluviales (Culot *et al.*, 1984). Por su parte, los flujos de barro y de tierra, junto con otros agentes de transporte fluvial (flujos hiperconcentrados, mantos de crecientes y crecientes encauzadas), se alimentan de los anteriores y producen el transporte de sedimentos de todas las granulometrías posibles hacia las regiones ubicadas fuera del frente de montaña, generando importantes acumulaciones de los abanicos aluviales y de los sistemas fluviales entrelazados gravosos proximales de la cuenca hídrica (Brea y Spalletti, 1997; Spalletti y Brea, 1998).

Los factores geológicos que determinan estos procesos, se relacionan a los aspectos litológicos, entre los que se destaca la presencia de materiales no consolidados a poco consolidados, susceptibles a la movilización por agentes gravitacionales (Coira *et al.*, 2008), aspectos estratigráficos, con sucesiones estratificadas sedimentarias, piroclásticas e inclusive volcánicas; y aspectos estructurales, presentando conjuntos rocosos deformados fallas y

diaclasas que favorecen la desintegración y el desprendimiento de las masas rocosas (Instituto de Suelos INTA *et al.*, 1999).

En función de las características geológicas y de los procesos geomorfológicos expresados anteriormente, el paisaje actual de la cuenca baja es principalmente producto del modelado fluvial de grandes sistemas fluviales que han desarrollado sus abanicos, con ápices ubicados en el piedemonte de las Sierras Subandinas y Serranías de Santa Bárbara.

La cobertura del suelo de la cuenca del río Bermejo corresponde a la región Neotropical (Cabrera, 1976; Oyarzabal *et al.*, 2018), ocupando el área de estudio el Dominio de la América subtropical, con la Provincia fitogeográfica Yungas y el Dominio Chaqueño, con las Provincias de Gran Chaco sub-ecorregión Chaco semiárido. La descripción general y ubicación espacial de las provincias fitogeográficas de la cuenca se aprecia en el Apéndice III.

2.3. Materiales y métodos

2.3.1 Esquema metodológico

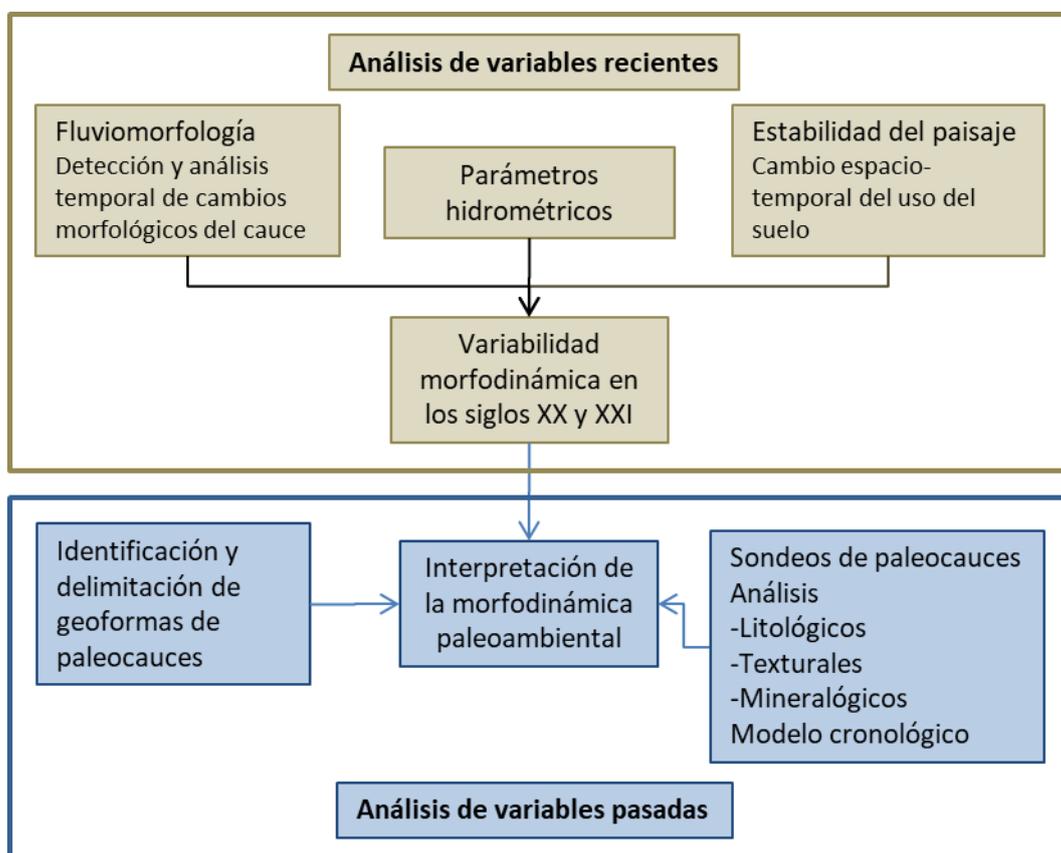


Figura 6. Esquema metodológico. En la parte superior de la figura (cuadros de color marrón) se indican los análisis llevados a cabo sobre las variables recientes, que conducen a un entendimiento de la variabilidad morfodinámica en los siglos XX y XXI. En la parte inferior (cuadros de color celeste) se muestran los análisis de las variables pasadas que conducen, junto a la comprensión de la variabilidad morfodinámica reciente, a la interpretación de la morfodinámica paleoambiental.

Las actividades llevadas a cabo en el presente trabajo se dividen en dos grandes grupos de análisis (Figura 6). Por un lado, los estudios relacionados a parámetros obtenidos dentro del tiempo histórico, más concretamente en el periodo de toma de datos por los sensores remotos

y por las estaciones hidrométrica y meteorológicas (últimas tres décadas). Estos estudios nos permitieron interpretar la morfodinámica reciente de la cuenca. Por otro lado, se realizaron estudios paleoambientales sobre registros sedimentológicos de paleocauces, mediante análisis litológicos, texturales y mineralógicos, basados en un modelo cronológico a partir de dataciones radiocarbónicas. La interpretación de los estudios de las variables recientes y los estudios de los registros de paleocauces se complementaron para alcanzar una interpretación de la morfodinámica paleoambiental.

2.3.2 Estudio de variables recientes

Mediante el empleo de imágenes satelitales en un entorno de Sistema de Información Geográfica (SIG), se realizó la identificación visual del cauce mayor del río Bermejo inferior desde el inicio de la cuenca baja (ápice del abanico) hasta la localidad de Laguna Yema, correspondiendo al sector proximal de la cuenca baja, alcanzando una longitud de 317 Km. Para este proceso de fotointerpretación se emplearon imágenes LANDSAT entre mediados de agosto hasta fines de septiembre de cada año, ya que en este periodo las precipitaciones son reducidas, los caudales son menores y por consiguiente el cauce del río Bermejo se encuentra estabilizado. Se utilizaron las plataformas LANDSAT2, LANDSAT5, LANDSAT7 y LANDSAT8 (ver Apéndice IV para los detalles sobre las bandas utilizadas, los períodos incluidos para cada plataforma y los procesamientos efectuados).

Tanto la obtención de las imágenes, como los procesamientos efectuados fue empleada la plataforma Google Earth Engine (Gorelick *et al.*, 2017).

Complementariamente se utilizaron imágenes de alta resolución GeoEye-1, con una resolución espacial de 0.41 m en modo pancromático y de 1.65 m multiespectral, con precisión radiométrica de 11 bits y una ventana temporal desde 2008 hasta la 2018. Finalmente, también se emplearon datos espaciales de elevación obtenidas a partir de datos mejorados de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), extraídos del Centro de Observación y Ciencia de los Recursos de la Tierra (USGS EROS - <https://doi.org/10.5066/F7PR7TFT>) (Farr *et al.*, 2007), con una resolución de 1 segundo de arco (30 m) y una precisión vertical relativa de aproximadamente 1.1 - 1.6 m sobre las áreas planas de inundación (Schumann *et al.*, 2008).

Para el proceso de fotointerpretación del cauce del río Bermejo se empleó la combinación de bandas 4-5-2 RGB de las imágenes LANDSAT 5 y 7 y la combinación 5-6-3 RGB de LANDSAT 8, siendo estas combinaciones las que mejor resalta los cuerpos de agua respecto a las demás coberturas del suelo (Ji *et al.*, 2009; Wilson y Sader, 2002). Complementariamente, para facilitar la identificación del cauce, se emplearon el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) (Deering, 1978; Tucker, 1979) y el índice de agua de diferencia normalizada (NDWI) (McFeeters, 1996),

El cauce de las distintas fechas de las imágenes satelitales se vectorizaron mediante el programa QGis. Complementariamente fue necesario trazar una línea que representa la longitud del valle o talweg.

Con la información vectorizada del cauce de cada fecha se realizó el cálculo del índice de sinuosidad (S). La sinuosidad está relacionada a la naturaleza serpenteante del cauce del río, que resulta en la migración gradual del curso del río y la erosión de las orillas (Ayman y Ahmed, 2009) y se calcula como la relación entre la longitud del canal (L_c) y la longitud del valle o talweg (L_v)

(Elorza, 2008). El valor 1 indica nula sinuosidad y a medida que los valores van aumentando implica que la sinuosidad del cauce es mayor.

Adicionalmente, se realizó la cuantificación del proceso de erosión lateral y migración del cauce, producto de la erosión ribereña de un lado del banco y la deposición de las partículas en el banco opuesto. Este desplazamiento lateral del cauce entre fechas fue cuantificado mediante la sumatoria de las superficies generadas entre los cauces de dos años consecutivos (Figura 7).

Los análisis de la detección de cambios del cauce (índice de sinuosidad y desplazamiento del cauce) fueron efectuados para el año 1976, 1984 y para el periodo comprendido entre 1986 y 2018, constituyendo un total de 35 años.

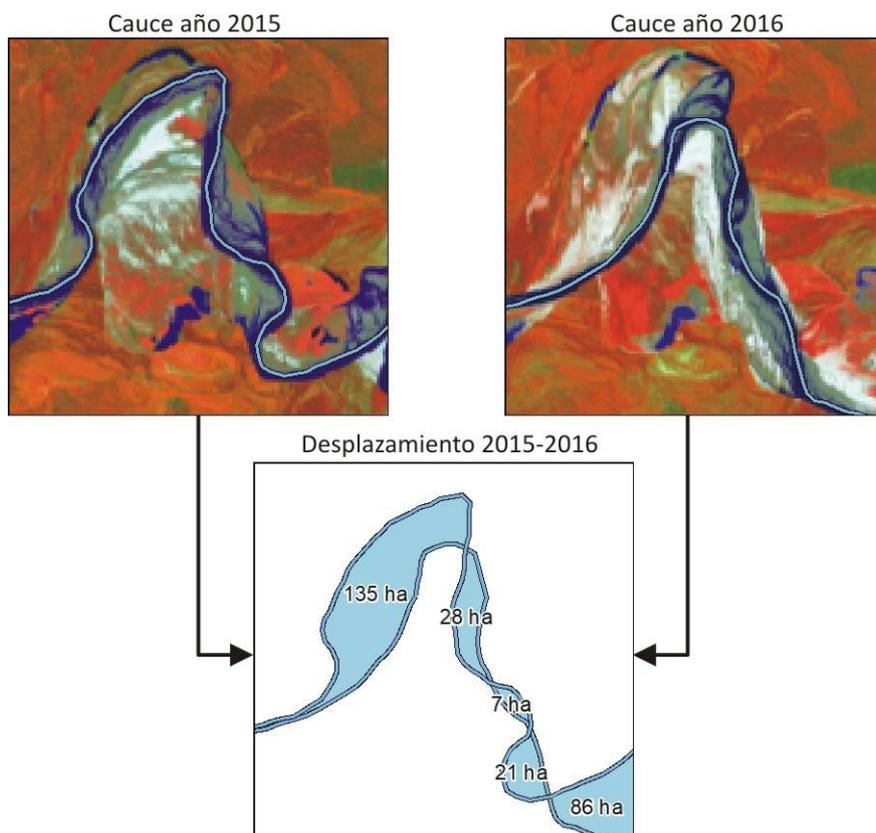


Figura 7. Cuantificación del desplazamiento del cauce entre dos años consecutivos, mediante el cálculo de la superficie generada entre los cauces digitalizados de ambos años.

Para los análisis de derrames del río Bermejo se emplearon los datos hidrológicos correspondientes al caudal medio diario y al caudal medio diario máximo, obtenidos a partir de las Base de Datos Hidrológica Integrada (BDHI) de la Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica de la Nación Argentina y organismos adheridos (<http://bdhi.hidricosargentina.gob.ar/>), constituyendo un total de 25 estaciones hidrométricas emplazadas en la cuenca alta y baja del río Bermejo (Figura 8). Complementariamente se emplearon datos de caudal medio diario inferidos a través de percepción remota efectuada por Global Flood Detection System (GFDS) y Dartmouth Flood Observatory (DFO). Esta metodología emplea la reflectividad térmica a 36.5 GHz de polarización mediante el sensor AMSR-E a bordo del satélite AQUA de la NASA (Brakenridge *et al.*, 2007; De Groeve, *et al.*, 2007).

Con el propósito de relacionar esta información hidrológica con la información fluviomorfológica (sinuosidad y desplazamiento del cauce) se definió una selección de los datos

hidrométricos en función de la cantidad de registros disponibles entre los años 1975 y 2019, periodo coincidente con la ventana temporal de la información fluviomorfológica. La cantidad de estaciones hidrométricas que cuentan con al menos el 70% de los datos en ese periodo, se reduce a una cantidad de ocho estaciones, con la ventaja de que las mismas se distribuyen en las subcuencas alta norte y sur y en la cuenca baja (Figura 8 y Tabla 1). Adicionalmente se emplearon dos bases de datos de estimaciones de caudal (GFDS-DFO) mediante teledetección.

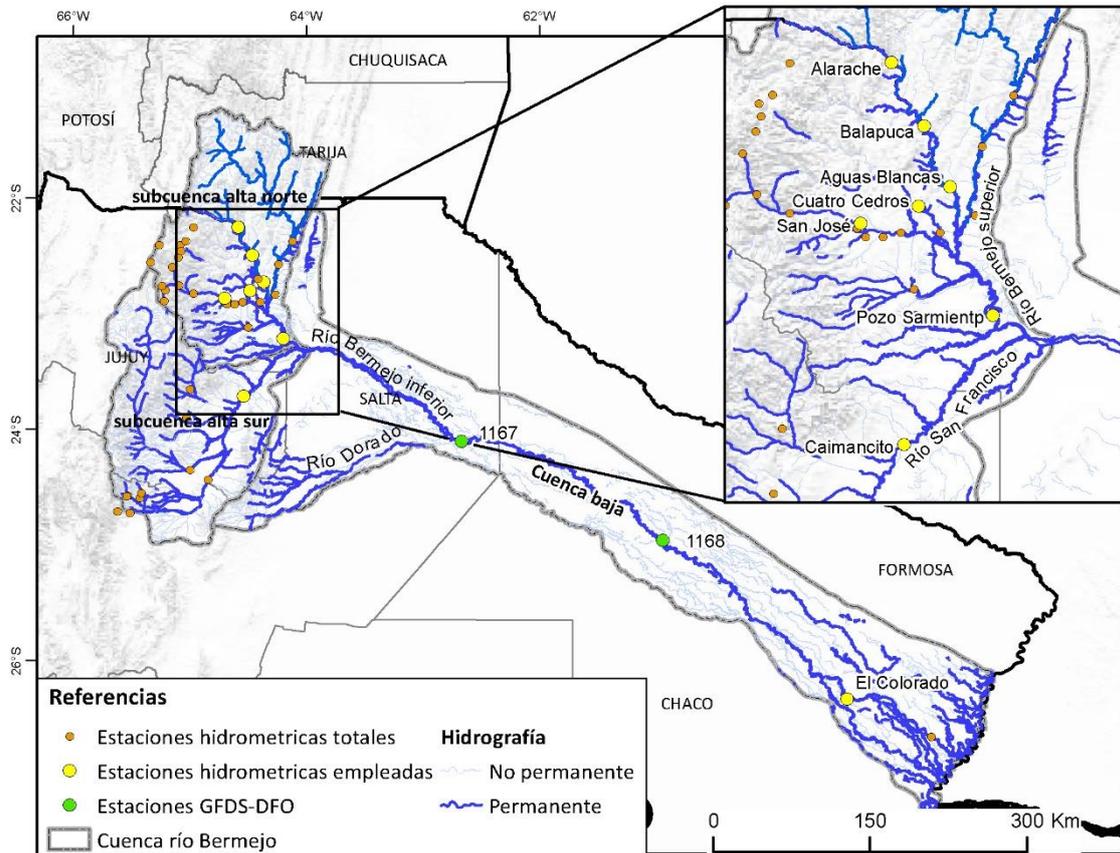


Figura 8. Estaciones hidrométricas ubicadas en la cuenca del río Bermejo.

Tabla 1. Estaciones hidrométricas seleccionadas en el estudio.

Estación hidrométrica	Río	Cuenca	Latitud	Longitud	periodo empleado	años con datos
Aguas Blancas	Bermejo superior	Alta Norte	22° 43' 29"	64° 21' 52"	1976-2018	43
Alarache	Bermejo superior	Alta Norte	22° 14' 57"	64° 35' 12"	1976-2018	31
Balapuca	Bermejo superior	Alta Norte	22° 29' 32"	64° 27' 48"	1976-2018	43
Cuatro Cedros	Pescado	Alta Norte	22° 48' 0"	64° 28' 60"	1976-2018	40
Pozo Sarmiento	Bermejo superior	Alta Norte	23° 13' 0"	64° 12' 0"	1976-2018	42
San José	Iruya	Alta Norte	22° 51' 55"	64° 42' 13"	1980-2018	37
Caimancito	San Francisco	Alta Sur	23° 42' 43"	64° 32' 22"	1976-2018	35
El Colorado	Bermejo inferior	Baja	26° 20' 3"	59° 21' 44"	1976-2018	38
Estimaciones GFDS-DFO						
Sitio	Río	Cuenca	Latitud	Longitud	periodo empleado	años con datos
1167	Bermejo inferior	Baja	24° 6' 16"	62° 39' 41"	2002-2018	17
1168	Bermejo inferior	Baja	24° 57' 36"	60° 56' 59"	2002-2018	17

Se empleó información de cambio de cobertura del suelo (deforestación), correspondientes al periodo 1997 a 2018, de las bases de datos del Laboratorio de Análisis Regional y Teledetección de la Facultad de Agronomía de la Universidad de Buenos Aires, el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria y la Red Agroforestal Chaco Argentina (<http://monitoreodesmonte.com.ar/>) (Vallejos *et al.*, 2015; Vallejos *et al.*, 2019). Los datos fueron recortados espacialmente mediante una máscara de la cuenca del río Bermejo y procesados a través de la calculadora de QGIS para la obtención de la superficie de desmonte anual y acumulada. Para el cálculo de la tasa anual de deforestación se empleó la fórmula según Puyravaud (2003).

La potencial influencia de las variables hidrométricas sobre los parámetros geomorfológicos fluviales fue cuantificada a través del análisis de correlación de Pearson (Pearson, 1895; 1990; Rodgers y Nicewander, 1988). Se llevaron adelante análisis de correlación entre el índice de sinuosidad, el desplazamiento del cauce y las variables hidrométricas de caudal medio anual y caudal medio diario máximo anual, considerando que el año hidrológico se extiende de julio a junio del año siguiente (12 meses). Complementariamente se incluyó en los análisis la superficie de desmonte anual y la superficie de desmonte anual acumulada.

2.3.3 Estudio de variables pasadas

2.3.3.1 Identificación y muestreo de paleocauces

La cobertura vegetal fue empleada como herramienta indicadora para la identificación y delimitación de paleocauces. Los requerimientos específicos de las comunidades vegetales

definen barreras naturales para su desarrollo. La individualización de estos factores limitantes permitió diferenciar aspectos geomorfológicos del paisaje. Los sectores con una activa morfogénesis actual presentan mosaicos fisionómicos que pueden interpretarse como diferentes estados sucesionales de la vegetación; estos estados permitieron identificar paleocauces con una aparente diferencial antigüedad de formación. Para esta identificación y delimitación se emplearon técnicas de fointerpretación empleando las imágenes satelitales descriptas y se efectuaron verificaciones en terreno, apoyados complementariamente con bibliografía de estudios geológicos y geomorfológicos de la zona (Baumann *et al.*, 2002; Cucchi, 1973; Iriondo, 1992, 1999; May, 2007; May *et al.*, 2008; Orfeo, 1986; Orfeo y Depettris, 1992; Patiño y Orfeo, 1986;)

Se efectuaron tres sondeos en paleocauces mediante una muestra de núcleo de percusión para sedimentos finos poco consolidados (Figura 9). El sondeo LY-I fue efectuado en marzo de 2008 y se localizó a 300 m de la Laguna Yema (61°17'W - 24°15'S); la perforación LY-II fue realizada en diciembre de 2008, ubicada a 26 Km al Sur de la Laguna Yema (61°23'W - 24°26'S); y la tercera perforación se localizó a 38 Km al Sur de la población Ingeniero Juárez (61°43'W - 24°5'S). La profundidad de la extracción de las muestras fue de 7, 5 y 4m respectivamente.

Se realizó una descripción litológica detallada de las secuencias mediante interpretación visual de los sedimentos. Los análisis texturales se llevaron a cabo utilizando metodología estandarizada DIN 19.683 con una submuestra realizada cada 10 cm. El análisis mineralógico se realizó en la fracción de arena fina utilizando un microscopio petrográfico, en donde se examinaron las características microtexturales y mineralógicas de una roca en lámina delgada (Raith *et al.*, 2012). Los análisis mineralógicos fueron realizados sobre submuestras cada 10cm.

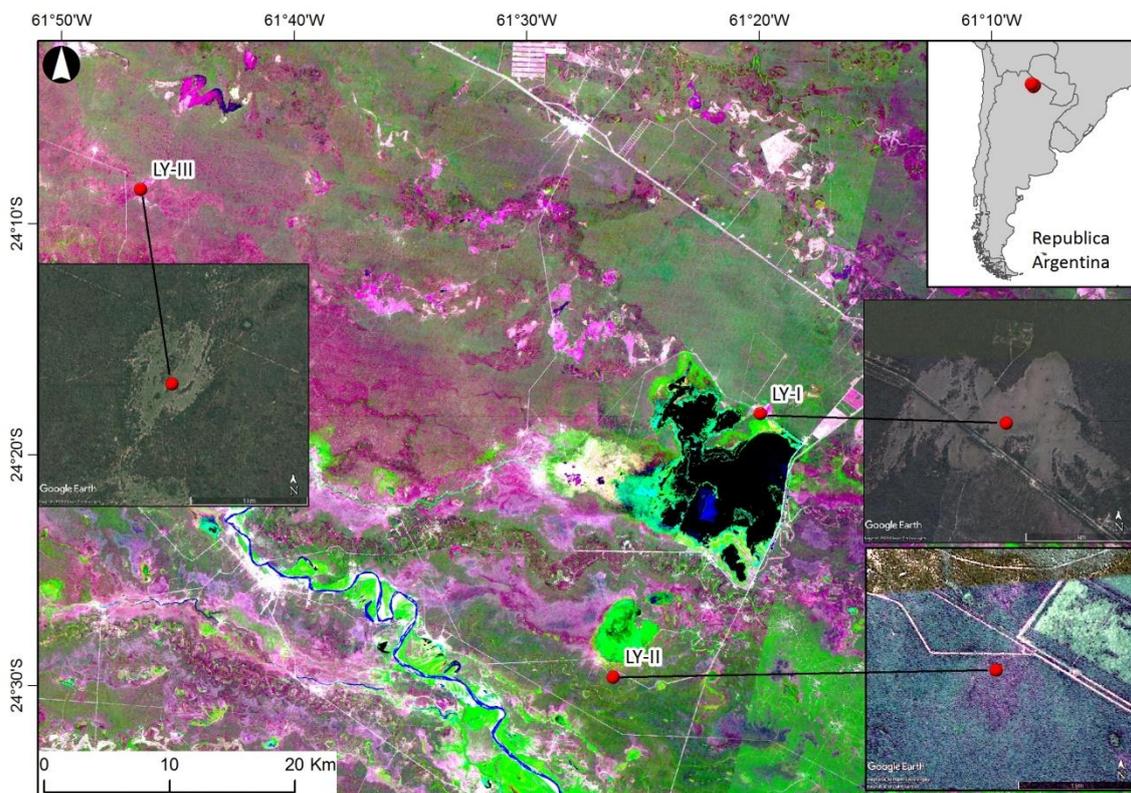


Figura 9. Ubicación de los sondeos de los paleocauces. En la vista general se empleó la imagen satelital LANDSAT 5 TM y en vistas de detalle, las imágenes satelitales GEOEYE-1.

2.3.3.2 Modelo cronológico

El modelo cronológico de la secuencia estratigráfica está basado en 9 muestras utilizando datación ^{14}C de sedimentos, obtenidas en sectores con aparente presencia de materia orgánica, basados en la descripción litológica. Mediante técnicas de espectrometría de masas, empleando aceleradores de partículas (AMS), se obtuvieron las dataciones en el Laboratorio de Radiocarbono de Poznań (Polonia). Las dataciones fueron calibradas mediante el modelo SHCal13 (Hogg *et al.*, 2013; Niu *et al.*, 2013; Reimer *et al.*, 2013) usando el programa on-line CALIB 7.1 (<http://calib.org/calib/calib.html>), seleccionando la edad mediana calibrada y el rango de edad con el área relativa más alta bajo la distribución de probabilidad de la calibración 2-sigma. Las dataciones comprendidas en el periodo 1954 hasta 1965 fueron calibradas mediante el programa on-line CALIBomb con la compilación de la Zona 3 del Hemisferio Sur (<http://calib.org/CALIBomb/>) (Hua *et al.*, 2013; Reimer *et al.*, 2004), debido a las anomalías en las curvas de concentración relativa de los isótopos radiactivos en la atmósfera, producto de los ensayos atómicos.

2.4. Resultados

2.4.1 Estudio de variables recientes

2.4.1.1 Variaciones morfológicas del cauce

En los análisis multitemporales llevados a cabo sobre los parámetros morfodinámicos actuales, se identificó un particular comportamiento en el índice de sinuosidad del río Bermejo, mostrando una tendencia de aumento desde 1976 hasta la actualidad (Figura 10). El análisis del desplazamiento del cauce entre dos años, permitió inferir que no existe una tendencia clara del comportamiento de este índice a través de los años, sin embargo se destacan valores elevados entre el periodo: 1976-1984, producto probablemente del mayor lapso de tiempo analizado, y los años: 1984-1986, 1986-1987, 1987-1988, 1990-1991 y 1999-2000 (Figura 11). Adicionalmente, en este análisis se distinguió que, en el primer tramo del cauce, desde la progresiva en kilómetros (PK) 0 hasta aproximadamente la PK 77, existe un mayor desplazamiento entre años, y, seguidamente, se denota una reducción en el desplazamiento interanual del cauce hasta el final del tramo estudiado en la PK 317 (ver Apéndice V). De igual manera, se cuantificó un diferencial índice de sinuosidad promedio entre ambos tramos del cauce, siendo para el primer tramo un índice de 1.76 y para el segundo tramo de 1.30.

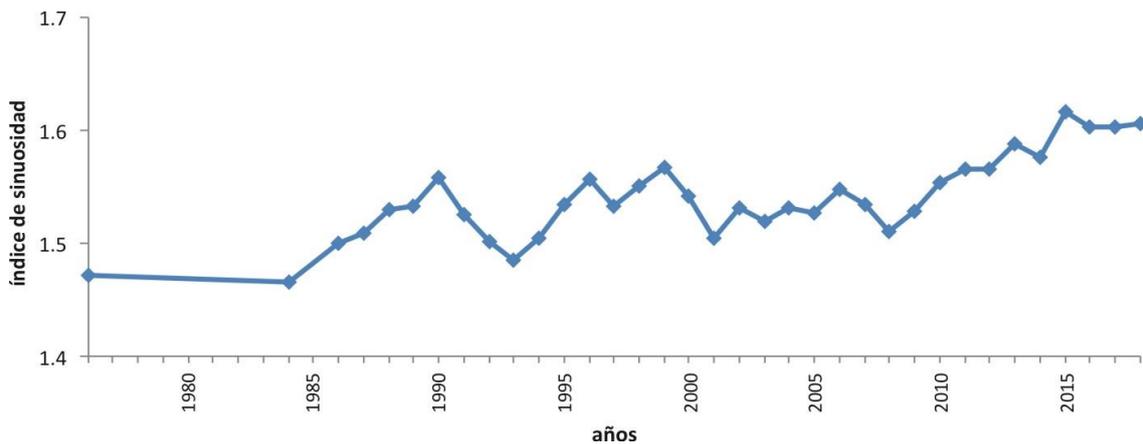


Figura 10. Índice de sinuosidad del río Bermejo, calculado desde 1976 hasta 2018. Los valores bajos indican reducida sinuosidad del cauce del río.

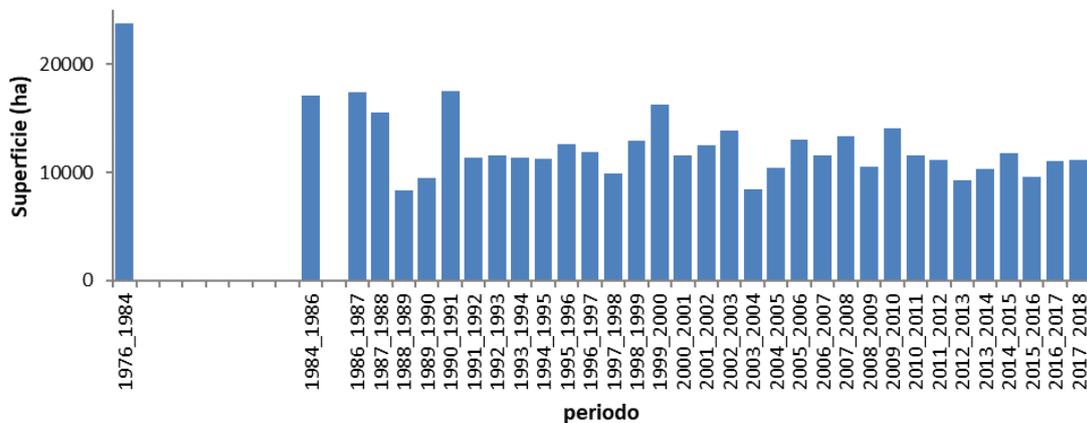


Figura 11. Análisis multitemporal (desde 1976 hasta 2018) del desplazamiento del cauce del río Bermejo, cuantificado mediante la sumatoria de las superficies generadas entre los cauces de dos años consecutivos.

En el análisis de la altitud sobre el nivel del mar del cauce (altitud de la lámina superior de agua del río) en función de la progresiva longitudinal del valle, llevado a cabo mediante los datos mejorados de SRTM (Figura 12), se identificó un cambio de pendiente en la PK 76.8. Efectuando un análisis de tendencia lineal para ambos tramos delimitados, y para cada año del periodo de estudio, se encontró que el primer tramo (PK 0 a PK 76.8), posee una pendiente media de 0.068% y el segundo tramo, desde PK 76.8 a PK 317, es de 0.032% (Figura 12).

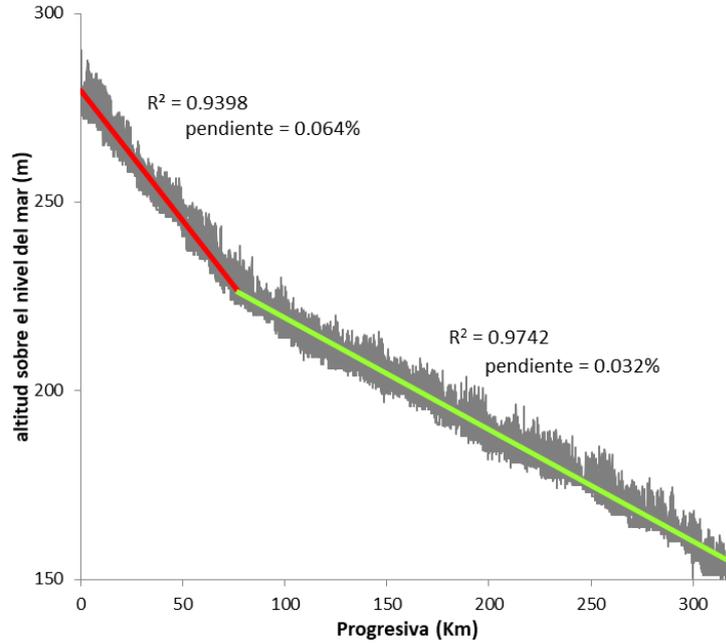


Figura 12. Altitud sobre el nivel del mar de la lámina superior del agua del río Bermejo en función de la progresiva longitudinal del valle. Las líneas continuas de color gris corresponden a la altitud de cada año del periodo analizado; la línea roja concierne al análisis de tendencia lineal del primer tramo identificado (PK 0 a PK 76.8) y la línea verde el análisis de tendencia lineal del segundo tramo del río (PK 76.8 a PK 317).

2.4.1.2 Cambios en la cobertura del suelo

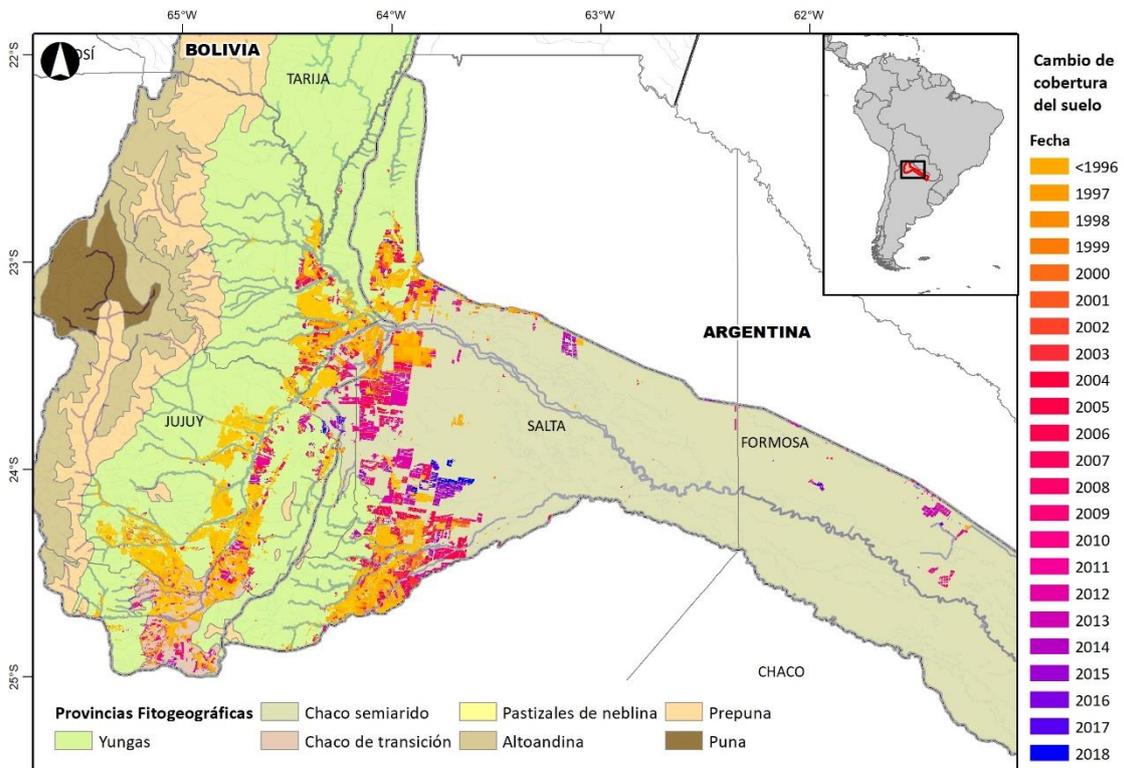


Figura 13. Análisis temporal del cambio de cobertura del suelo, de bosque nativo a agricultura, en las regiones fitogeográficas de la cuenca del río Bermejo. Modificado de Vallejos *et al.*, 2015 y Vallejos *et al.*, 2019.

Durante el periodo 1997 a 2018 la mayor cantidad de superficies desmontadas en la cuenca del río Bermejo, se desarrollaron sobre las regiones fitogeográficas del Chaco (281,826 ha) y el sector de menor altitud de las Yungas, la Selva pedemontana (100,211 ha) (Figura 13), ubicadas en el faldeo de las Sierras Subandinas y las Serranías de Santa Bárbara. Las ocupaciones de las áreas desmontadas coinciden con los sectores en donde se generan las mayores precipitaciones de la cuenca. Los desmontes ocurridos en el periodo de estudio poseen una tasa anual promedio de -0.029%, mostrando una tendencia de incremento desde 2001 hasta 2012 (Figura 14), con una tasa anual promedio de -0.037%, alcanzando un total desmontado en ese periodo de 253,903 ha (21,159 ha promedio por año). A partir del año 2013 se registra una reducción en la velocidad de avance de la frontera agropecuaria hasta 2018, con una tasa de deforestación de -0.018%, totalizando una superficie de 58,733 ha desmontadas ese lapso de tiempo (9,789 ha por año).

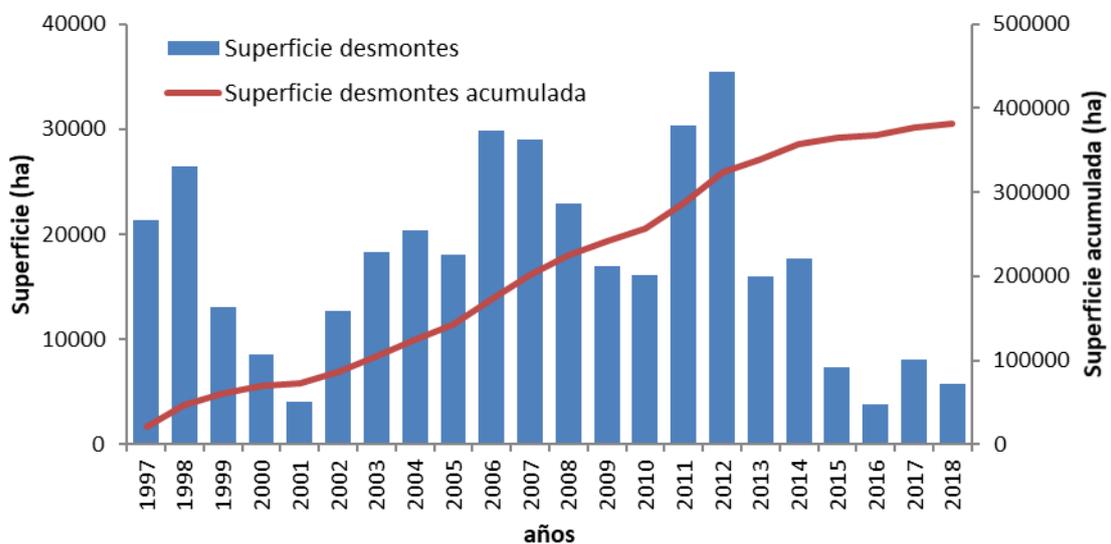


Figura 14. Análisis de superficie desmontada anual desde 1997 hasta 2018. Procesado a partir de los datos del Laboratorio de Análisis Regional y Teledetección de la Facultad de Agronomía de la Universidad de Buenos Aires, el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria y la Red Agroforestal Chaco Argentina (<http://monitoreodesmonte.com.ar/>)

2.4.1.3 Relaciones entre variables hidrológicas, cobertura del suelo y dinámica fluviomorfológica

Correlaciones positivas significativas se registraron, durante el periodo analizado (1986-2018), entre el desplazamiento del cauce y los valores, de numerosas estaciones hidrométricas, de los caudales medios anuales, con un valor máximo de 0.79 (Estación San Telmo) y los caudales medios diarios máximos anuales, presentando el valor máximo de 0.69 (Estación El Colorado) (Tabla 2). Durante el periodo mencionado, la superficie anual acumulada de desmonte tiene una notable relación significativa positiva (0.79) con el índice de sinuosidad y, adicionalmente, con datos de caudal medio diario máximo anual de dos estaciones hidrométricas (Alarce y El Colorado) y con el caudal medio anual inferido de la estación 1167. La variable superficie anual de desmonte no muestra correlaciones significativas.

Tabla 2: Correlación entre las variables hidrológicas del caudal medio anual, caudal medio diario máximo anual, de las estaciones hidrométricas, para el periodo 1984-2018; caudal medio anual inferido de GFDS-DFO correspondiente al periodo 2003-2018; las variables ambientales correspondientes a la superficie de desmonte anual y desmonte anual acumulada, durante el periodo 1997-2018 y los parámetros fluiomorfológicos de índice de sinuosidad y la superficie generada por el desplazamiento del cauce, para el periodo 1984-2018.

	Índice de sinuosidad	Desplazamiento del cauce	Sup. de desmonte	Sup. acumulada de desmonte
Desplazamiento del cauce	0.34			
Sup. de desmonte	-0.31	-0.01		
Sup. acumulada de desmonte	0.79**	0.45*	-0.04	
Aguas Blancas CMA	-0.04	0.52**	0.36	-0.05
Aguas Blancas CMDM	-0.26	0.27	0.33	-0.23
Alarche CMA	-0.27	0.63**	0.44	-0.4
Alarche CMDM	0.48*	0.6**	-0.23	0.86**
Balapuca CMA	0.1	0.38*	0.34	-0.05
Balapuca CMDM	-0.14	0.37*	0.14	-0.34
Pozo Sarmiento CMA	-0.15	0.61**	0.44	-0.25
Pozo Sarmiento CMDM	-0.26	0.42*	0.14	-0.29
El Colorado CMA	-0.25	0.69**	0.19	-0.44
El Colorado CMDM	-0.32	0.69**	0.26	0.59*
San José CMA	0.14	0.25	0.41	0.39
San José CMDM	-0.04	0.33	0.29	0.25
Cuatro Cedros CMA	0.07	0.53**	0.38	-0.11
Cuatro Cedros CMDM	-0.2	0.16	0.12	-0.23
Caimancito CMA	-0.18	0.47**	0.09	0.07
Caimancito CMDM	0.08	0.35	-0.1	0.29
San Telmo CMA	-0.24	0.79**	0.29	-0.19
San Telmo CMDM	-0.24	0.24	0.25	-0.63
1168 CMAI	-0.35	0.51*	0.32	-0.09
1167 CMAI	0.43	0.16	-0.26	0.51*

** Correlación significativa a un nivel de 0.01 (2 colas)

* Correlación significativa a un nivel de 0.05 (2 colas)

CMA: Caudal medio anual

CMDM: Caudal medio diario máximo anual

CMAI: Caudal medio anual inferido

2.4.2 Estudio de variables pasadas

2.4.2.1 Identificación y delimitación de paleocauces

Los diversos tipos de asociaciones vegetales se emplazan sobre un ambiente físico con condiciones hídricas, morfológicas y edáficas relativamente homogéneas, siguiendo patrones de distribución característicos. Empleando la identificación y reconocimiento de las formaciones vegetales en función de su asociación a una geoforma específica, se delimitaron las siguientes comunidades:

Bosque alto xerófilo: Esta asociación se compone por la dominancia de los dos quebrachos (*Schinopsis lorentzii* y *Aspidosperma quebracho-blanco*). Principalmente se desarrolla sobre la planicie estabilizada formada por antiguos depósitos fluviales de los grandes abanicos de los ríos Pilcomayo y Bermejo. Esta unidad es la planicie basal para las unidades fluviales más recientes que la han cubierto y erosionado parcialmente. Los sedimentos que la componen, son principalmente limos arcillosos y limos arenosos, sin estructura. Es la unidad más estable desde el punto de vista geomorfológico y presenta variaciones de micrositio, que inciden en la disponibilidad de agua, determinando diferencias en la cobertura vegetal.

Matorral o bosque bajo: Esta unidad se emplaza sobre paleocauces angostos y sinuosos, con una textura limo -arenosa a limo -arcillosa. Se aprecian pequeñas lomadas, formadas por albardones con un desnivel de 1 a 2 m con respecto al resto del paisaje. En los antiguos valles se observan depósitos arenosos de fajas de meandros, que en algunos casos están cubiertos por una capa de sedimentos finos. La vegetación se presenta en formaciones abiertas discontinuas y uniestratificadas. En sectores se observan grupos de árboles, arbustos o manchones de pastizales aislados, de acuerdo a variaciones edáficas o hídricas de micrositio.

Pastizal y sabanas: Se presentan como grandes aperturas del bosque con pastizales dentro del bosque, en sectores de paleocauces colmatados, con relieve plano o suavemente ondulado. Los depósitos están compuestos por arenas finas a muy finas. En general, este ambiente está dominado por herbáceas y, en algunos casos, una distribución aislada de especies arbustivas o arbóreas.

Vegetación hidrófila de bañados y fajas aluviales actuales: Esta unidad se encuentra restringida a los albardones de la planicie aluvial del río Bermejo que sufren inundaciones periódicas. Tiene meandros activos y abandonados que funcionan como depresiones, algunas de ellas colmatadas y otras en vías de colmatación por sedimentos finos y vegetación. Estos ambientes son muy inestables debido a la permanente erosión y deposición de sedimentos. La vegetación típica está constituida por especies hidrófilas que forman asociaciones como pajonales, bañados y camalotales, de acuerdo a la permanencia del agua y el grado de anegamiento.

En función de las fisionomías vegetales identificadas, se delimitaron las geoformas correspondientes a paleocauces en el área donde se extrajeron los sondeos (Figura 15).

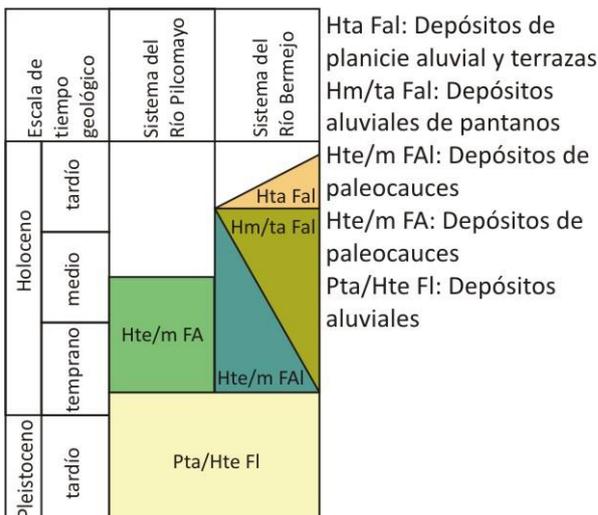
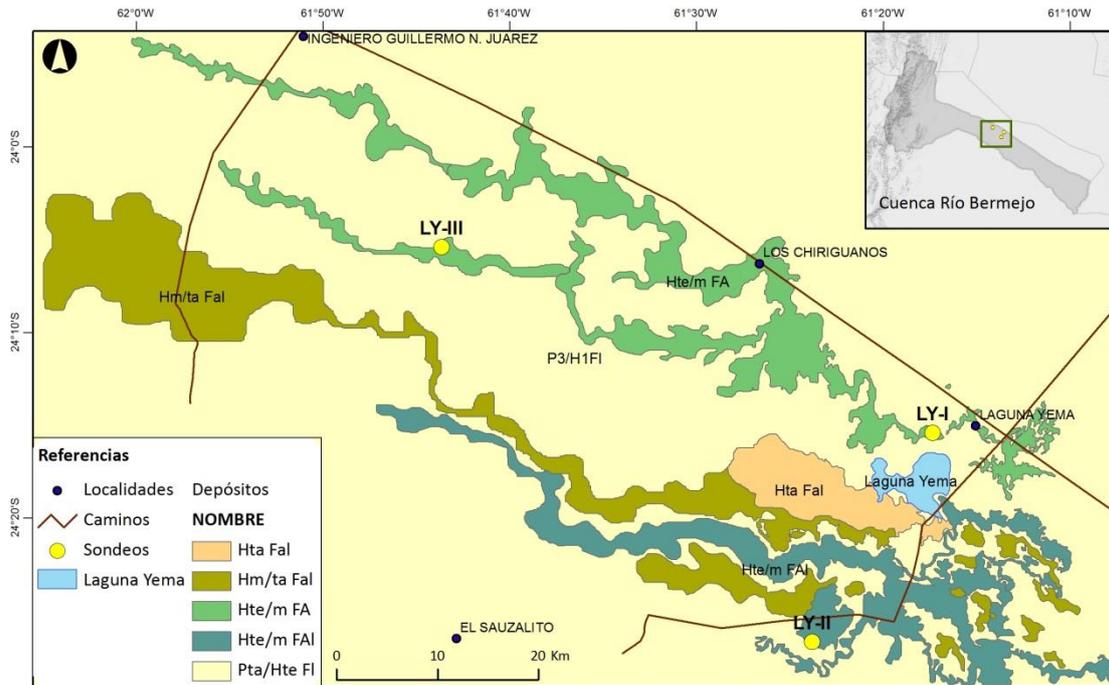


Figura 15. Identificación y delimitación de geoformas de paleocauces inferidos a partir de las asociaciones vegetales. La definición del sistema de río que corresponde a cada paleocauce y las edades de los depósitos fueron tomadas, con modificaciones, de Baumann *et al*, 2002 y extrapoladas al área de estudio.

2.4.2.2 Muestreo y procesamiento de sedimentos de paleocauces

La ubicación general de los paleocauces muestreados se aprecia en la Figura 9. El sitio de sondeo LY-I (Figura 16A, B y C), se caracteriza por la presencia dominante de pasturas (*Elionorus muticus*), la textura superficial arenosa del suelo y el paisaje característico de los ambientes sedimentarios de antiguos meandros. Es probable que LY-I sea un paleocauce abandonado recientemente, ya que la sucesión vegetal y la formación del suelo se encuentran en las primeras etapas.



Figura 16. Registro fotográfico del sitio correspondiente al sondeo LY-I (A, B y C) y apertura de los diferentes tramos de la perforación (D).

El sondeo LY-II corresponde al paleocauce aparentemente más antiguo de los tres estudiados (Figura 17A, B y C). Actualmente soporta un bosque secundario con baja cobertura arbórea, individuos forestales de mediana altura, abundancia de arbustos y con alta cobertura herbácea.

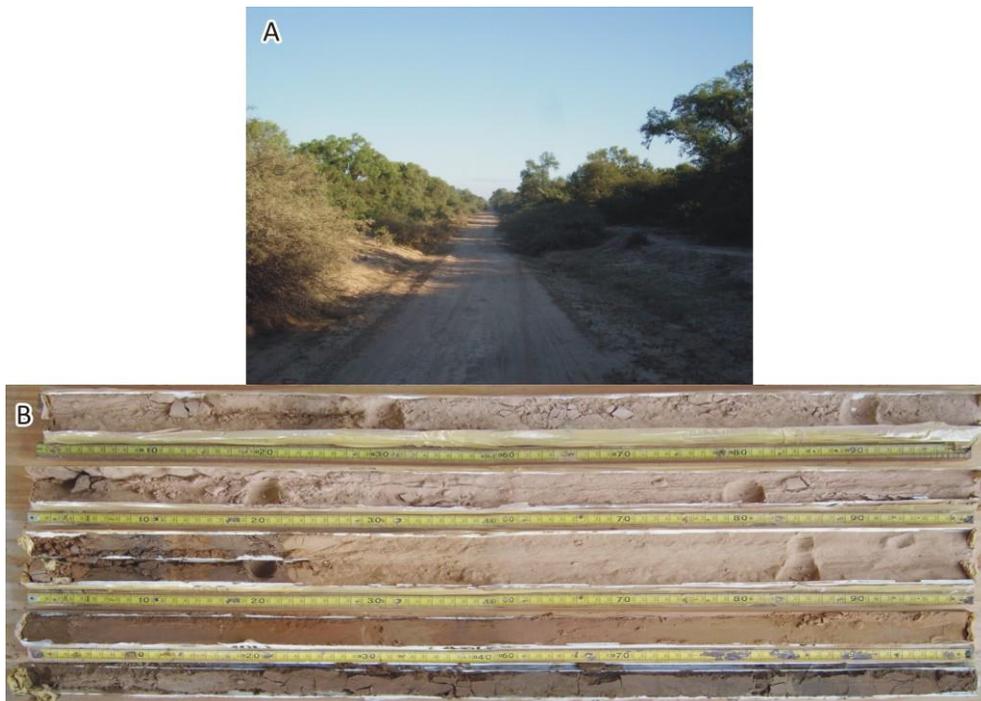


Figura 17. Registro fotográfico del sitio LY-II (A, B y C) y apertura de los diferentes tramos de la perforación (D).

El tercer paleocauce (LY-III) corresponde a un sector donde la vegetación dominante es el pastizal (*Elionorus muticus*), pero la diferencia con LY-I es que la superficie de este tipo de vegetación está en retroceso, consecuencia del avance de arbustos pioneros (*Acacia praecox*) (Figura 18A, B y C).

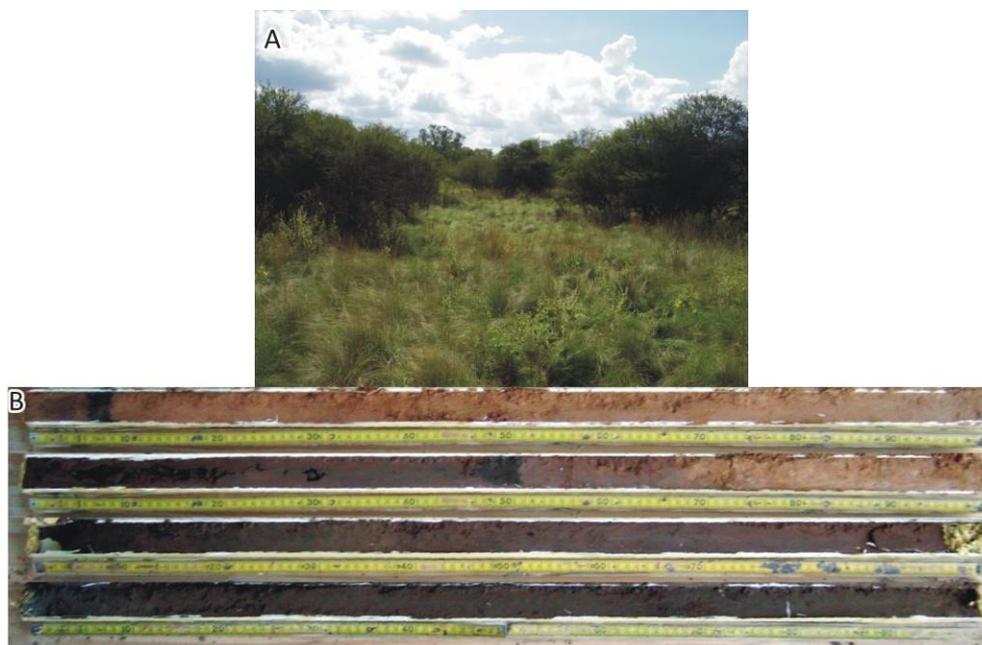


Figura 18. Registro fotográfico del sitio LY-II (A, B y C) y apertura de los diferentes tramos de la perforación (D).

2.4.2.3 Modelo cronológico

Las edades de las dataciones radiocarbónicas en función de la estratigrafía, mostradas en la Tabla 3, poseen coherencia en los tres sondeos, con excepción de la muestra LY-III 147, donde se aprecia una inversión en la datación, respecto a la muestra que le sigue en profundidad (LY-III 250). Fundamentándonos en la coherencia entre los análisis litológicos de los tres sondeos, se decidió prescindir de la muestra LY-III 147 de edad BCE 382.

Tabla 3: Dataciones radiocarbónicas ^{14}C AMS de muestras de los paleocauces. Las siglas LY-I, LY-II y LY-III indica el sondeo que corresponde la muestras.

Muestra	Lab. ID	Prof. (cm)	Edad ^{14}C no calibrada (años BP)	Edad calibrada (años)		
				Mediana	Rango de edad	Área relativa bajo la distribución de probabilidad
LY-I 78	Poz-40414	78	1750 ± 40	CE 326	CE 243-413	1.000
LY-I 241	Poz-40415	241	1950 ± 70	CE 97	BCE 63-CE 249	0.998
LY-I 356	Poz-40416	356	5250 ± 1	BCE 4033	BCE 4329-3761	0.987
LY-II 22	Poz-40417	22	975 ± 35	CE 1100	CE 1027-1181	1.000
LY-II 137	Poz-40587	137	1580 ± 30	CE 528	CE 430-591	1.000
LY-II 209	Poz-40418	209	1600 ± 30	CE 498	CE 423-576	1.000
LY-III 147	Poz-40585	147	2345 ± 30	BCE 382	BCE 415-349	0.803
LY-III 250	Poz-40312	250	85 ± 30	CE 1907	CE 1890-1925	0.555
LY-III 308	Poz-40311	308	815 ± 30	CE 1249	CE 1216- 1285	1.000

2.4.2.4 Análisis litológico

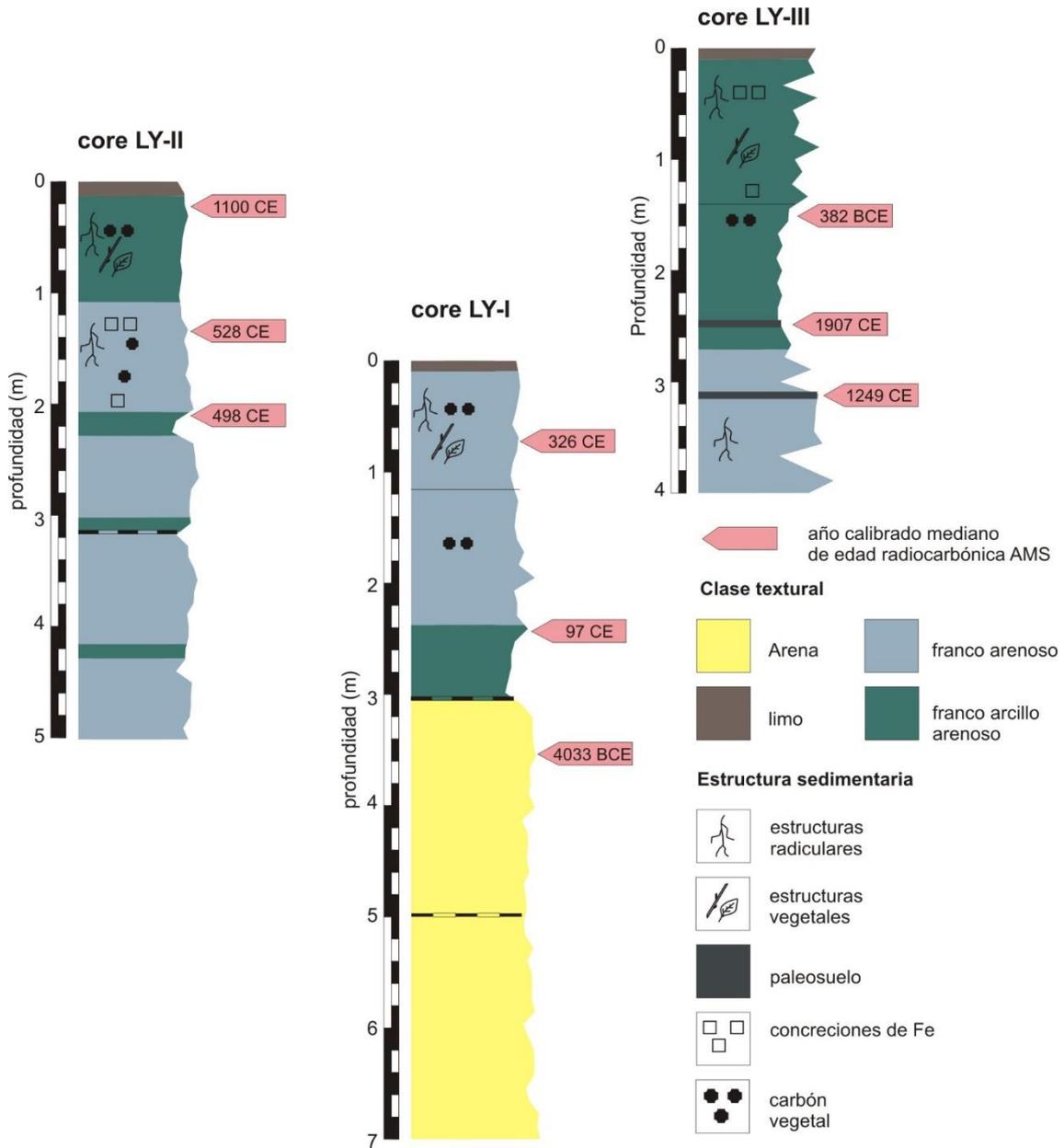


Figura 19. Perfil litológico de los sondeos de paleocauces

El análisis litológico mostró un predominio de texturas arenosas, apreciando en la mayoría de los estratos sedimentarios una estratificación gradada directa (Figura 19). Se identificó la presencia de restos de plantas y carbón vegetal hasta 2 m de profundidad en los sondeos LY-I y LY-II y hasta 4 m de profundidad en el sondeo LY-III, con la particular presencia, en este último, de paleosuelos a 2.50 y 3.10 m. Las concreciones de hierro son dominantes en LY-II hasta 3.20 m. El color de los sedimentos de LY-II es pardo rojizo claro (5YR 6/4), a diferencia de los sondeos LY-I y LY-III, que tienen un color rosado grisáceo (7.5YR7/3).

2.4.2.5 Análisis textural

El análisis textural denota el predominio de arena con un promedio de 80-90% (Figura 20). Se destaca la diferencia existente en las texturas gruesas entre el sondeo LY-II y los sondeos LY-

I y LY-III. Mientras que en éstos últimos las proporciones de arena fina y media son de 35 y 46 % respectivamente, en el sondeo LY-II, la arena fina posee una proporción sumamente mayor (82 %) y la arena media está casi ausente (0.7%). El perfil de LY-I muestra un aumento en los materiales finos hacia la parte superior del sondeo. Una similar tendencia se aprecia en el sondeo LY-II, incluyendo además capas de materiales finos (limos y arcillas) de aproximadamente 10 cm de espesor, en las profundidades 4.1, 3 y 2.1m. El sondeo LY-III tiene una cantidad comparativamente mayor de materiales finos, respecto a los otros sondeos, con una tendencia creciente desde la base hasta el centro del sondeo, y luego disminuye hacia la parte superior (Figura 20).

2.4.2.6 Análisis mineralógico

El sedimento de los paleocauces está compuesto en orden de abundancia decreciente de: 1) cuarzo; 2) litoclastos constituido de fragmentos de rocas preexistentes sedimentarias, volcánicas y metamórficas de bajo grado; 3) plagioclasas, identificando principalmente oligoclasa-andesina, aluminosilicato de sodio y calcio (escasas y límpidas, 1 a 5%), microlina (1%) y heulandita (1%); y 4) mafitos, los cuales están representados por magnetita, hematita, augita, biotita, hiperstena y horblenda. Las observaciones del grado de redondez de los clastos (grado de atrición –desgaste- de los vértices de la superficie del clasto), siendo éste un indicador del medio del transporte, mostraron variaciones entre angulosos hasta subangulosos a subredondeados en la mayoría. Muchas veces están juntos mostrando una procedencia poligenética

El sondeo LY-I tiene un promedio de 45% de cuarzo, con una leve tendencia a aumentar su proporción hacia el techo del sondeo, encontrando allí los valores máximos (60%) (Figura 20). De manera inversa, los litoclastos disminuyen ligeramente hacia el techo del sondeo, presentando las proporciones mínimas en este sector (40%) y presentando un contenido promedio de 51%. El sondeo LY-II se compone principalmente de cuarzo, con un promedio de 53% y una tendencia a disminuir hacia el techo del sondeo. Por el contrario, los litoclastos tienden a aumentar hacia el techo del sondeo, con un promedio del 43%. Se aprecia un salto de los valores de cuarzo (disminución) y de los litoclastos (aumento) a partir de la profundidad 2.85m hacia el techo del sondeo (Figura 20). El cuarzo en el sondeo LY-III tiene una tendencia a aumentar hacia el techo del sondeo, con valores promedios en torno a 66%. El valor promedio de los litoclastos es de 31%, con una tendencia decreciente. Se aprecia un particular comportamiento de las proporciones de cuarzo y litoclastos entre 0.80 y 1m de profundidad, donde los litoclastos son mayoritarios (52%) y el cuarzo se encuentra en porcentajes menores (44%) (Figura 20). Las plagioclasas y los mafitos no poseen una importante concentración en el perfil de los sondeos, siendo inferior a 3%.

2.4.2.7 Análisis de correlación textural y mineralógica

Los análisis de correlación entre la textura y la mineralogía indican la asociación positiva significativa entre los materiales finos (arcillas y limos) con el cuarzo y la correlación negativa con los litoclastos, presentándose estas relaciones en el sondeo LY-I y LY-III (Tabla 4). Por otro lado, se encontraron correlaciones negativas significativas entre las arenas y el cuarzo y

relaciones positivas con los litoclastos (LY-II y LY-III). Las correlaciones significativas con los mafitos y las plagioclasas son tomadas con cierta prudencia, ya que los contenidos de estos minerales son sumamente reducidos.

Tabla 4: Análisis de correlación entre los valores de las diferentes fracciones texturales y las proporciones del análisis mineralógico.

LY-I				
	Cuarzo	Litoclastos	Mafitos	Plagioclasas
Arcilla	-0.24	0.22	-0.01	0.14
Limo Fino	0.13	-0.16	0.22	0.24
Limo Medio	0.31	-0.33	0.22	0.09
Limo Grueso	-0.05	0.05	0.10	-0.07
Limo Total	0.28	-0.32	0.34	0.20
Arena Fina	0.03	-0.05	0.19	-0.01
Arena Media	-0.01	0.05	-0.31	-0.20
Arena Gruesa	0.14	-0.15	0.13	0.02
Arena Total	0.02	0.02	-0.23	-0.27

LY-II				
	Cuarzo	Litoclastos	Mafitos	Plagioclasas
Arcilla	0.07	-0.08	0.00	0.18
Limo Fino	-0.13	0.13	-0.02	0.14
Limo Medio	0.04	-0.05	0.00	0.25
Limo Grueso	-0.04	0.05	-0.16	-0.19
Limo Total	-0.03	0.02	-0.07	0.17
Arena Fina	-0.01	0.02	0.02	-0.24
Arena Media	-0.27	0.26	0.20	-0.01
Arena Gruesa	-0.07	0.06	0.24	-0.08
Arena Total	-0.03	0.04	0.05	-0.25

LY-III				
	Cuarzo	Litoclastos	Mafitos	Plagioclasas
Arcilla	0.29	-0.27	-0.08	0.06
Limo Fino	0.39	-0.37	-0.25	0.10
Limo Medio	-0.12	0.13	-0.01	0.15
Limo Grueso	0.11	-0.12	0.19	-0.08
Limo Total	0.19	-0.18	-0.01	0.09
Arena Fina	-0.30	0.27	-0.01	0.16
Arena Media	-0.23	0.23	0.09	-0.31
Arena Gruesa	0.10	-0.09	0.12	-0.23
Arena Total	-0.34	0.32	0.06	-0.11

LY-I

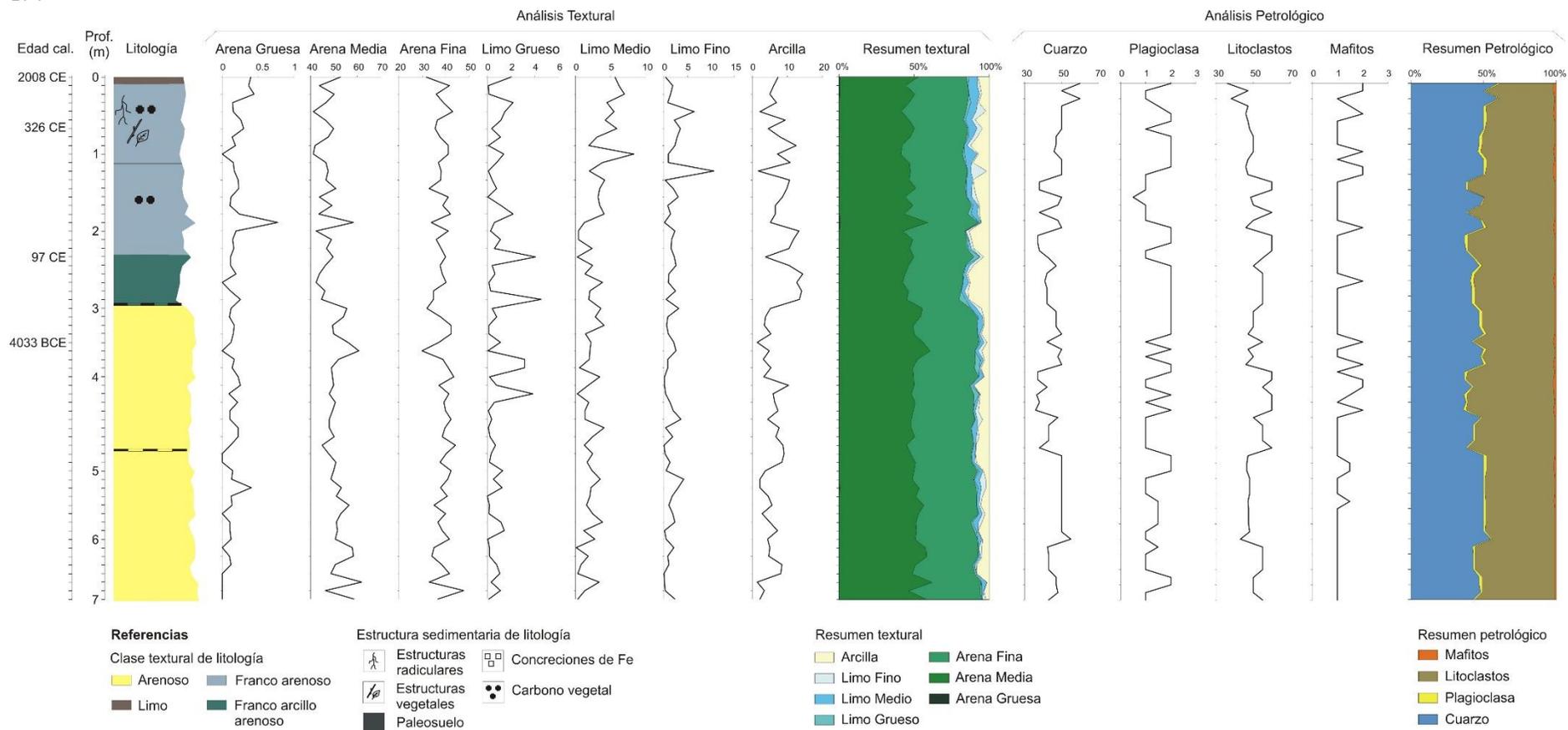
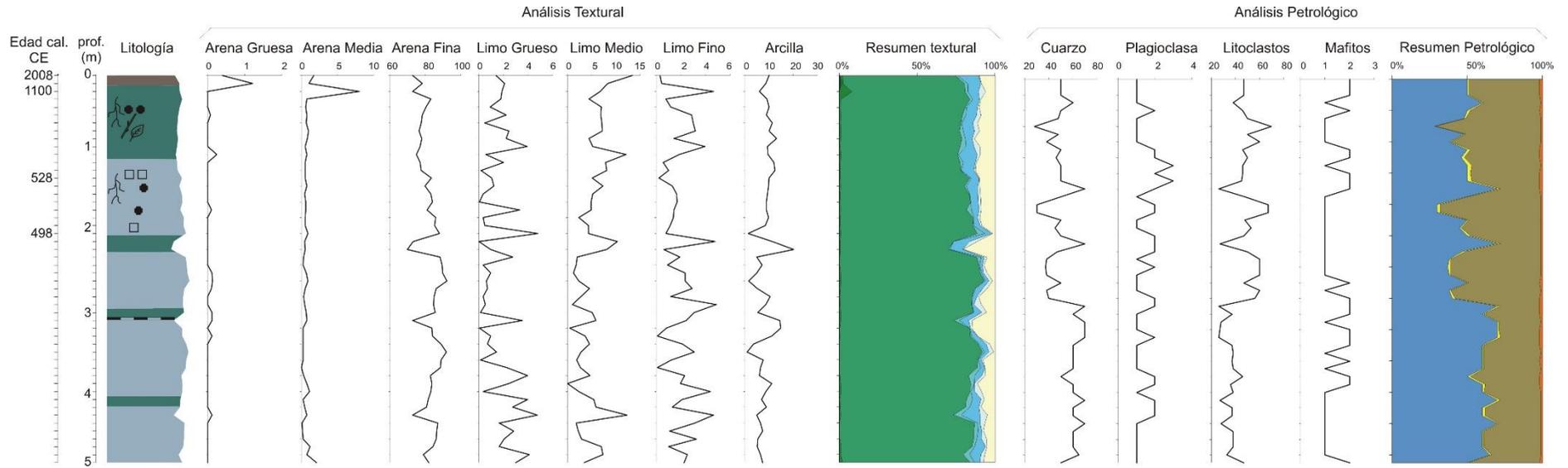


Figura 20. Perfiles texturales y mineralógicos de los sondeos de paleocaules.

LY-II



LY-III

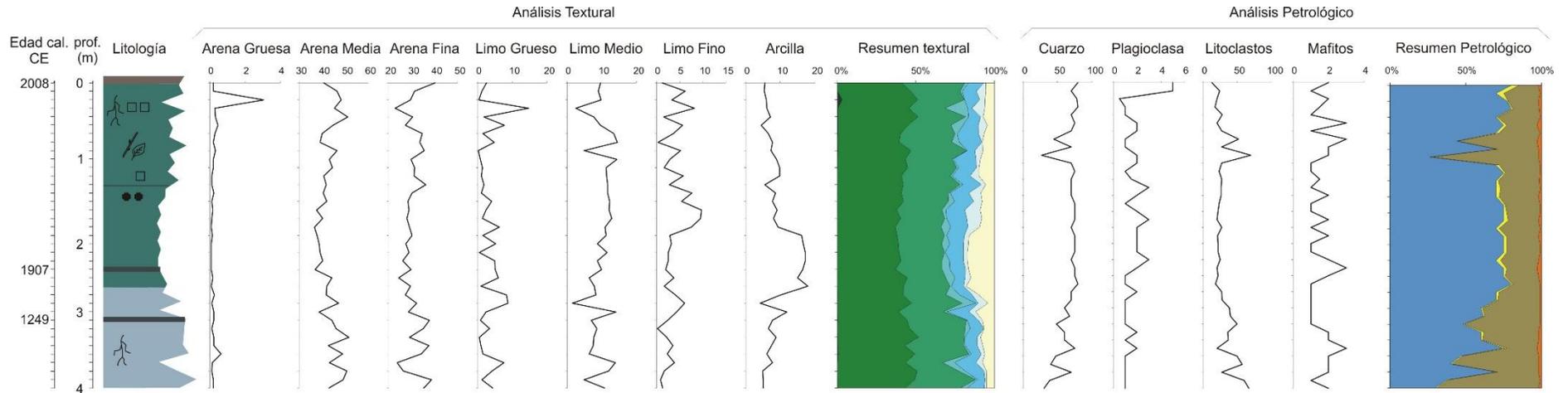


Figura 20. Perfiles texturales y mineralógicos de los sondeos de paleocauces. (Continuación).

2.5. Discusión

2.5.1 Interpretación de la variabilidad morfodinámica reciente

2.5.1.1 Cambio en las variables fluviomorfológicas

En función de los resultados de los análisis de detección de sinuosidad y de desplazamiento del cauce del río Bermejo en la cuenca baja, se logró reconocer una diferencia fluviomorfológica entre el primer tramo del río Bermejo (PK 0 a PK 76.8) y el segundo tramo (PK 76.8 a PK 317). En el primer tramo del río se distinguió un patrón de drenaje entrelazado, siendo un sistema dominado por la carga de fondo, caracterizado por una red inestable de canales, barras efímeras y vegetación ribereña limitada (Ashmore, 2013). Seguidamente, en el segundo tramo el tipo de patrón cambia a meándrico. La distribución de pendientes en los abanicos es una variable importante en la dinámica de los cauces. Los cambios de pendiente hacen que los ríos deban reajustar algunos de sus parámetros morfológicos en relación a las variables de entrada que les son impuestas (Bull, 1968; Cafaro *et al.*, 2010). En el primer tramo del cauce, la pendiente relativamente alta en relación con la descarga disponible y una proporción abundante de carga de fondo en relación con la carga total, parecen favorecer este patrón trenzado (Latrubesse, 2015). Seguidamente se distingue una reducción de la pendiente (a partir de PK 76.8), en donde se pierde, hacia aguas abajo, el relativo encajamiento que posee en el primer tramo. Se interpreta que en el sitio de variación de pendiente ocurre un cambio cualitativo del proceso fluviomorfológico, donde la sedimentación en el lecho se vuelve dominante. La expresión morfológica del proceso de sedimentación se manifiesta con un cambio de patrón de cauce. En este sentido, el comportamiento detectado en los cauces está de acuerdo con lo definido para ríos en desequilibrio, que tienen la característica de tener la mayor parte de su carga sedimentaria en suspensión (Amsler *et al.*, 2007; Latrubesse, 2015; Schumm, 1977). Complementariamente a los cambios de patrones, Cafaro *et al.* (2010) identificaron un cambio en el ancho del cauce del río Bermejo a lo largo de la progresiva. El cambio espacial de dimensiones sería una manera de buscar un estado de equilibrio para conducir los caudales líquidos y sólidos frente a las condiciones regionales dadas en cada tramo de diferente patrón de cauce.

El cambio de pendiente, que origina la modificación en el patrón morfológico identificado en el cauce del río Bermejo, podría estar influenciado por tres potenciales causas que interactúan entre sí:

a) Abanicos aluviales adyacentes. Mediante la interpretación topográfica de las curvas de nivel (Figura 21), se identificó el abanico aluvial del río Dorado-Del Valle, con una orientación actual del cauce de suroeste-noreste, y el mega-abanico del río Juramento/Salado, con una orientación actual del cauce de noroeste-suroeste debido a la actividad tectónica (Castellanos, 1968; Iriondo, 1984, 1993; Peri y Rossello, 2010). Ambos abanicos se ubican al sur del abanico del Bermejo y muestran un solapamiento con éste, a partir de la progresiva PK 76.8, continuando aguas abajo, siendo este sector donde se identificó el cambio del tipo de patrón de drenaje. Igarzábal (1991) revela que la sedimentación cenozoica en la llanura chaqueña en la Provincia de Salta estuvo controlada por la acción de los ríos Bermejo y Juramento/Salado, sin mencionar el río Dorado-Del Valle por tener escasas dimensiones relativas. No obstante, estos cursos (Juramento/Salado y Dorado-Del Valle) son responsables de la sobre-elevación local del abanico del río Bermejo, generando un cambio de pendiente identificada entre el primer tramo (0.068%) y el segundo tramo (0.032%).

b) Una protuberancia geoidal secundaria. Mediante un modelado flexural basado en cargas observadas, Chase *et al.* (2009) identificaron una anomalía positiva secundaria del geoide con una

amplitud de aproximadamente 5 m, ubicada en donde se reconocen los cambios del tipo de patrón de drenaje, que interpretaron como una protuberancia flexural. En presencia de grandes cargas tectónicas, como un cinturón de doblez y empuje, la litosfera responde flexionándose, formando un sistema de cuenca sedimentaria (DeCelles y Giles, 1996). Este oleaje geoidal secundario representa el componente de la protuberancia frontal de un sistema de cuenca, el cual se encuentra actualmente enmascarado por la plataforma aluvial de los Andes, sumado al loess retrabajado y la cobertura de la vegetación del Chaco. A pesar de que esta protuberancia secundaria tiene una reducida expresión topográfica, inferida mediante anomalías geodiales y datos de flexión, nuestro estudio indica que este abultamiento podría modificar de modo marcado el tipo de drenaje del río Bermejo.

c) Los ambientes deposicionales en la zona apical y parte del sector proximal del abanico son de grano relativamente grueso (McGlue *et al.*, 2016), presentando canales altamente colmatados con depósitos insignificantes de llanura de inundación, siendo características esperables en entornos proximales de sistemas fluviales distributivos (Weissmann *et al.* 2013). La transmisión de agua a través de estos depósitos ("pérdida de infiltración") puede conducir a un estrechamiento de los canales como lo sugieren Weissmann *et al.* (2013), y el canal activo del Bermejo captura evidencia de una transición de un sistema ancho y trenzado a un río mucho más estrecho y sinuoso (McGlue *et al.*, 2016).

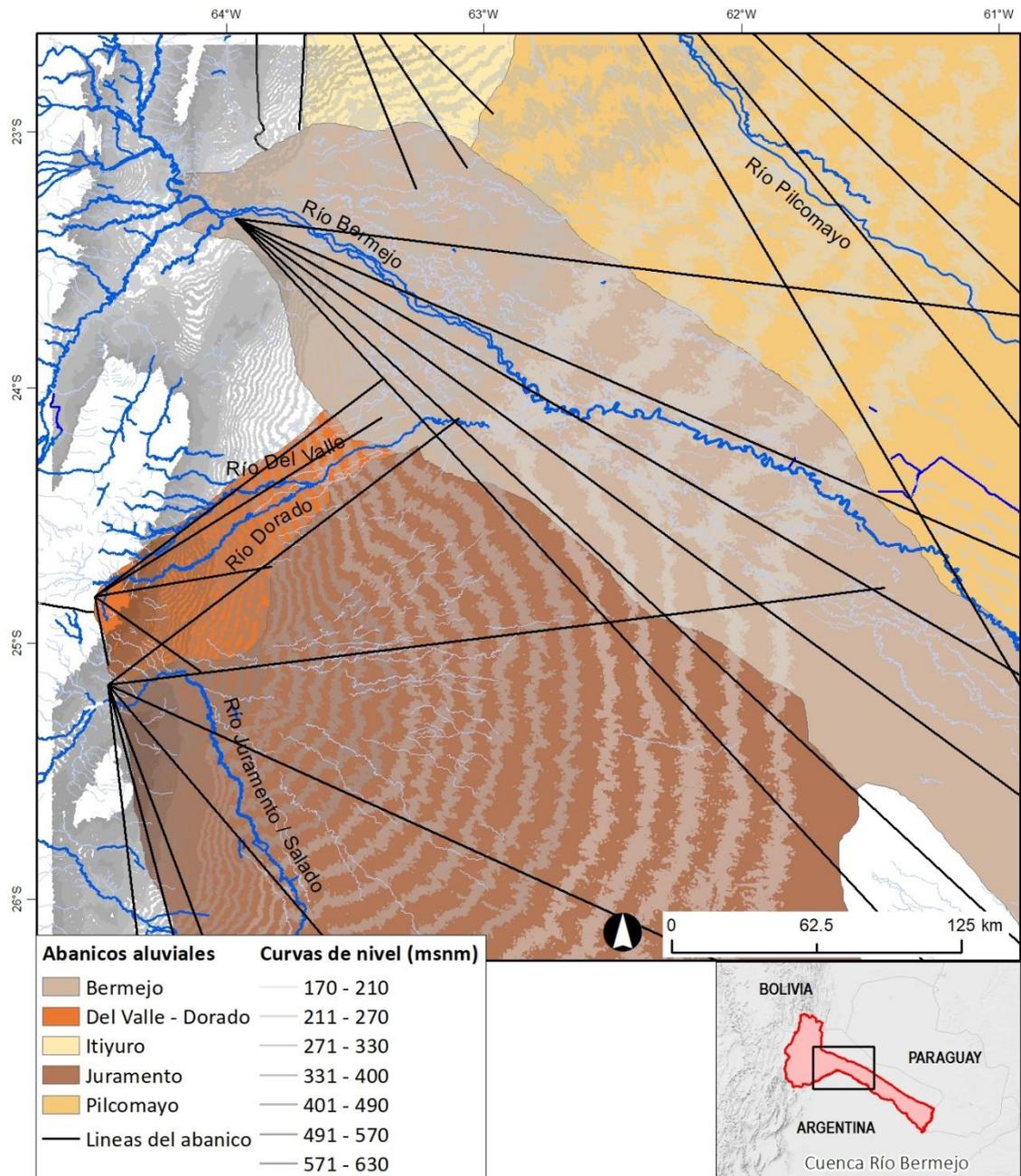


Figura 21. Ubicación de los abanicos aluviales en la llanura chaqueña identificados mediante las curvas de nivel. Se indica el mega-abanico aluvial del río Bermejo y los abanicos colindantes al mismo. Las líneas longitudinales que indican la influencia del abanico fueron adaptadas de Cafaro *et al*, 2010

2.5.1.2 Relaciones entre parámetros fluviomorfológicos y variables ambientales e hidrológicas

Nuestros estudios denotan una elevada correlación positiva significativa (0.79) entre el índice de sinuosidad y la superficie acumulada de desmonte, sin apreciarse, en general, correlaciones significativas entre el índice de sinuosidad y los valores de los caudales. Estos resultados evidencian que los procesos de erosión y el transporte de sedimentos en el río Bermejo se encuentra notablemente condicionado por la cobertura del suelo. La vegetación, especialmente el bosque montano y pedemontano, es imprescindible por lo que representa como elemento estabilizador de la cuenca ante los mecanismos torrenciales, contribuyendo tanto a incrementar la infiltración, como a disminuir la velocidad de la lámina de escurrido superficial y favoreciendo el flujo sub-superficial del

agua en los períodos de precipitaciones abundantes. Los procesos de cambio de cobertura del suelo, específicamente la remoción, alteración o degradación de la cobertura vegetal, tienen influencia directa sobre la susceptibilidad de erosión de los materiales del terreno. Diversos estudios a diferentes escalas espaciales y temporales muestran que la deforestación puede resultar en un aumento en la erosión y una mayor carga de sedimentos en los ríos (Asselman, 1997; Blodgett, 1998; Camarasa-Belmonte *et al.*, 2018; COBINABE, 2010; Stouthamer y Berendsen, 2007; Trauth *et al.*, 2003).

La correlación positiva significativa entre el desplazamiento del cauce y los datos de caudal medio anual y caudal medio diario máximo anual de numerosas estaciones hidrométricas ubicadas, tanto en la cuenca alta, como en la cuenca baja, indican que el aumento de los caudales, producto de mayores precipitaciones en la cuenca alta, genera un incremento en la energía de erosión, y consecuentemente un acrecentamiento en los volúmenes de los materiales en suspensión que transporta el río. Esta mayor carga sedimentaria genera un desequilibrio en los procesos de deposición y erosión del lecho del río, causando un desplazamiento del cauce, principalmente en el primer tramo con drenaje entrelazado.

Las interpretaciones obtenidas respecto a las relaciones entre los cambios de los parámetros fluviomorfológicos y las variaciones de caudales y el proceso continuo de deforestación, ponen de manifiesto el incremento del riesgo de los asentamientos poblacionales y la infraestructura cercana al cauce del río Bermejo, los cuales poseen una alta vulnerabilidad (Bendini y Steimbregger, 2015; Speranza *et al.*, 2011; Vélez y Denham, 2018). Alguno de estos ejemplos lo constituyen las localidades El Sauzalito (24°25'S; 61°41'O - Figura 22A), Tartagal del Chaco (24°13'S; 62°9'O - Figura 22B) y Tres Pozos (24°18'S; 61°54' - Figura 22C) y su infraestructura vial lindante.

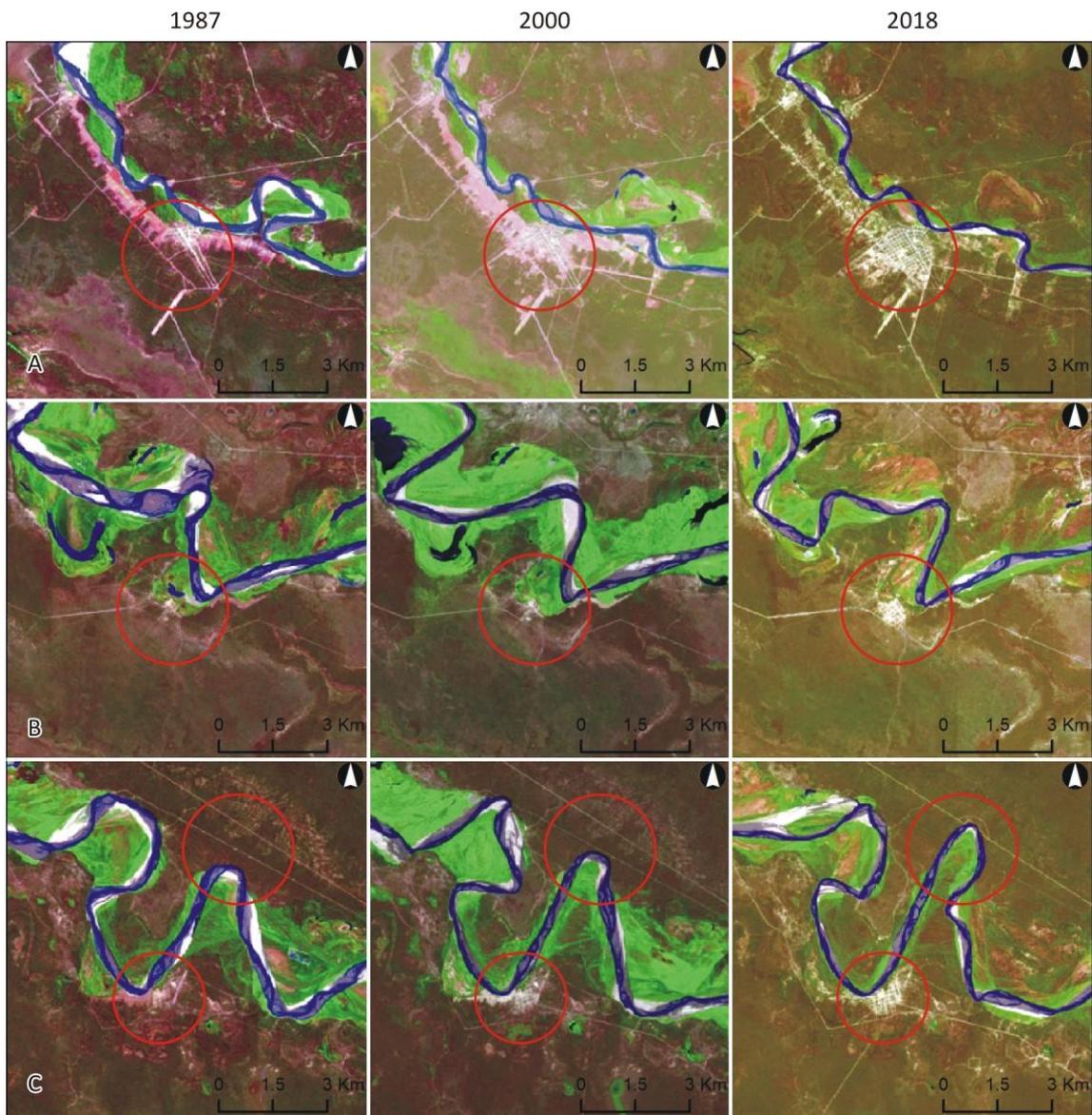


Figura 22. Situaciones de riesgo de inundación de asentamientos poblacionales y afectación de infraestructura. A: Localidad El Sauzalito; B: Localidad de Tartagal de Chaco; C: Localidad de Tres Pozos, Provincia de Chaco, Argentina(24°18'S; 61°54').

2.5.2 Interpretación de la morfodinámica paleoambiental

Los estudios de la morfodinámica reciente fueron empleados para inferir procesos que sucedieron en el pasado, asumiendo que los factores no se modificaron radicalmente respecto a lo que sucede en la actualidad.

A pesar de que a nivel mundial los ríos meándricos no son los más grandes (Stouthamer y Berendsen, 2007), muchos de ellos son ríos de considerables dimensiones y capaces de desarrollar grandes cinturones fluviales, tal como sucede con el río Bermejo. La dinámica en el desplazamiento y la sinuosidad observada, permite corroborar que la formación de la llanura chaqueña es en gran parte producto de la agradación de sedimentos de los mega-abanicos aluviales. Los resultados alcanzados a través del análisis de las variables fluviomorfológicas recientes no muestran, en la ventana temporal empleada, un movimiento lateral significativo del cauce. Sin embargo, los estudios de identificación y delimitación de paleocauces indican que, en el pasado, las aguas del Bermejo y el Pilcomayo discurrían

de forma paralela al actual cauce, ubicándose más al norte, para el caso del río Bermejo, y más al sur, para el río Pilcomayo. Este desplazamiento lateral, sin una limitación topográfica, combinado con las avulsiones locales de cinturones de meandros, lograron cubrir grandes superficies con sedimentos. En cuencas de América del Norte, una serie de estudios demuestran que los patrones de drenaje y la cantidad de material sedimentado pudo haber sido diferente durante el último periodo glacial, siendo marcadamente trenzado y depositando gran cantidad de sedimentos, para luego, durante el Holoceno volver a ser meándrico (Blum, 2007; Blum *et al.*, 2013; Rittenour *et al.*, 2007;). Estos procesos de cambio de patrón a lo largo de la historia geológica pudieron haber ocurrido también en la cuenca del Bermejo, generando una deposición de un importante volumen de sedimentos. Baumann *et al.* (2002) revelan que en el Chaco los grandes ríos disectaron la planicie y depositaron varios metros de sedimentos aluviales arenosos a partir del Pleistoceno. Los autores suponen un clima árido a semiárido con poca cobertura vegetal y lluvias esporádicas muy concentradas, que generaron grandes caudales y una depositación rápida.

En función de las dataciones de nuestros sondeos de paleocauces, los sedimentos presentes en la perforación LY-I, atribuida al río Pilcomayo, se depositaron durante el Holoceno Norgripiense a Megalayense (medio-tardío), y durante el Megalayense (tardío) los sedimentos del río Bermejo (perforación LY-II). Baumann *et al.* (2002) indicaron depósitos más antiguos para ambos sistemas fluviales, correspondiendo, para los sedimentos del río Pilcomayo, edades del Holoceno Groenlandiense a Norgripiense (temprano-medio) y para el río Bermejo, sedimentos de la misma antigüedad pudiendo llegar al Holoceno Megalayense. Estudios paleoambientales llevados a cabo por May *et al.* (2008) en el Chaco boliviano, indican que la agradación fluvial y las avulsiones del canal fueron pronunciadas durante el Holoceno Norgripiense, interpretando un paisaje activo caracterizado por una cobertura forestal reducida producto de una mayor aridez. Los mismos autores aseveran que la formación generalizada del suelo y la estabilidad del paisaje comienzan después de 4000 años BCE, lo que indica el inicio de condiciones más húmedas y una cubierta forestal sucesivamente más densa en el Chaco boliviano. Estas interpretaciones son consistentes con nuestros registros, principalmente en el sondeo LY-I, donde se aprecian fundamentalmente sedimentos arenosos (arena media y fina), desde la base de la perforación hasta ~4000 años BCE, y posteriormente se registran sedimentos con una clase textural más fina (franco arcillo arenoso y franco arenoso).

En los análisis litológicos, la presencia de paleosuelos de hasta 10 cm de espesor, formados por horizontes húmicos en 1907 y 1249 CE, podría sugerir fases de abandono y una posterior reactivación del cauce principal del río, posiblemente relacionadas con la alternancia periódica de los períodos secos y húmedos, o por la dinámica en el desplazamiento del cauce, tal como se aprecia en la actualidad. La estratificación gradada directa asociada con estos paleosuelos de reducido espesor, conformados de horizontes húmicos, junto con la presencia de concreciones de hierro, puede indicar un ambiente de deposición anóxico reductor palustre (posible inundación después del abandono del canal) y la presencia de restos de plantas y carbón vegetal confirmaría la etapa previa de madurez al abandono de este paleocauce.

Los análisis mineralógicos no reflejan diferencias entre los dos sistemas de paleocauces fluviales, probablemente debido a que ambos tienen cuencas con clima, distancias de transporte y características geológicas similares, con litologías paleozoicas y mesozoicas compuestas de conglomerados deformados, rocas sedimentarias de grano medio (areniscas) y rocas sedimentarias siliciclásticas de grano fino. Según estudios conducidos por Hulka y Heubeck (2010), las arenas del río

Bermejo son similares en madurez mineralógica a las arenas del río Pilcomayo, con la singular diferencia de que éste último sistema fluvial poseer mayor contenido de líticos volcánicos.

Los análisis texturales han evidenciado que existen grandes diferencias de composición entre los depósitos de los ríos Bermejo y Pilcomayo. Los sedimentos del río Bermejo denotan una presencia mayoritaria de arena fina (82%), mientras que los sedimentos del río Pilcomayo poseen proporciones relativamente similares de arena fina y media (35 y 46 % respectivamente). En sondeos del lecho del río Bermejo, Brea *et al.* (1999b) y Brea y Spalleti (2010) evidencian un manto de varios metros compuesto mayoritariamente por arenas, con predominio de la fracción fina, depositado durante aguas altas y que permanece remanente luego de abandonado el cauce, siendo concordante con el tipo textural identificado en nuestro sondeo LYII. Las proporciones texturales obtenidas para el río Bermejo (LY-II) son consistentes con los registros de Baumann *et al.* (2002), los cuales presentan un 72 - 80% de fracción arena, 15 - 20% de limo, y 4 - 9% de arcilla.

2.6. Conclusiones

El análisis de fotointerpretación, empleando imágenes LANDSAT en un entorno SIG, permitió identificar y cuantificar los cambios recientes en la sinuosidad, desplazamiento y los patrones de drenaje del cauce del río Bermejo, logrando fundar interpretaciones ambientales con información espacial complementaria relacionada a los cambios de uso del suelo. Consolidando estas interpretaciones con los estudios e interpretaciones de los sondeos de paleocauces se logró obtener una reconstrucción paleoambiental del área de estudio del mega-abanico aluvial del río Bermejo.

Se reconoció la existencia de un cambio del tipo de patrón de drenaje en la longitud estudiada. Al inicio de la cuenca baja el patrón es entrelazado (PK 0 a PK 76.8), pasando a un patrón meándrico (PK 76.8 a PK 317), producto de la combinación de diversos factores que interactúan entre sí: a) la influencia de un solapamiento de abanicos aluviales adyacentes, b) una protuberancia geoidal secundaria y c) el cambio textural entre la zona apical del abanico y el área distal subsiguiente.

Nuestro trabajo ha logrado identificar una notable relación positiva entre el índice de sinuosidad del cauce del río Bermejo y la superficie desmontada acumulada en la cuenca de aporte, constituyéndose en un insumo fundamental para la planificación hidrológica con enfoque de cuenca, principalmente en la zona donde se desarrollan la mayor cantidad de aprovechamientos agropecuarios y donde el avance de los cambios en el uso de la tierra (deforestación) tiene mayor impacto (OEA, 2017; Vallejos *et al.*, 2019).

Los análisis permitieron evidenciar una asociación entre el desplazamiento del cauce del río Bermejo y los datos del caudal medio anual y del caudal medio diario máximo anual de numerosas estaciones hidrométricas de la cuenca alta y baja, siendo una herramienta de base para ser empleada en políticas sociales y de desarrollo para minimizar los impactos por inundaciones sobre la población, la infraestructura y las áreas productivas de la región chaqueña (COBINABE, 2000).

La vinculación de los estudios geomorfológicos de paleocauces y los análisis de las perforaciones posibilitaron interpretar que la posición del cauce relativamente reciente es muy distinta a la actual. Este cambio de ubicación muestra la susceptibilidad de los ecosistemas del chaco semiárido, ya que, independientemente de los cambios del clima, pueden ser afectados por cambios de humedad local debido al desplazamiento lateral del cauce del río Bermejo, como por ejemplo, la actual llanura de inundación o los ambientes de humedales pueden transformarse a zonas más secas y viceversa.

Los resultados derivados de los relevamientos, empleando multiproxies de registros actuales y pasados, y las interpretaciones obtenidas, brindaron un mayor entendimiento de la heterogeneidad espacial de la geomorfología, las tipologías edáficas y las asociaciones vegetales relacionadas, para transformarse en información fundamental para la elaboración de estrategias productivas de desarrollo rural con un enfoque de manejo sostenible del bosque (Carranza *et al.*, 2019; Hernández *et al.*, 2013, 2019; Kunst *et al.*, 2014; Merletti *et al.*, 2013).

CAPITULO 3

Paleoenvironmental reconstruction of the semi-arid Chaco region of Argentina based on multiproxy lake records over the last six hundred years

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 524 (2019) 85–100

Article Accepted 22 March 2019. DOI: 10.1016/j.palaeo.2019.03.037

3.1 Introduction

Holocene paleoclimatic studies provide important information on the long-term climatic trends required to generate and test hypotheses about climate patterns and to validate climate models (Hernández-Almeida *et al.*, 2015; Mann *et al.*, 2008; Ortega *et al.*, 2015; Rial *et al.*, 2004; Zorita *et al.*, 2003). One common way to conduct paleoclimatic studies is through the high-resolution multiproxy characterization of lacustrine sediments (Bradley, 2015; Gornitz, 2009). Lakes are among the best and most sensitive continental indicators of environmental changes (Battarbee, 2000; Fritz, 1996), and research provides evidence that lacustrine sediments can be used to reconstruct high-temporal resolution of past precipitation (Eg. Cheng-Bang *et al.*, 2012; Kalugin *et al.*, 2007), land management (Eg. Reavie *et al.*, 2017; Sayer *et al.*, 2012; Striewski *et al.*, 2009), and environmental or limnological conditions of the lake (Eg. Bennion *et al.*, 2005; Bigler *et al.*, 2009; Chen *et al.*, 2009).

Environmental changes that provoked modifications of drainage basin dynamics are precisely recorded in lake sediments (Fierro *et al.*, 2016; Giralt *et al.*, 2003). These modifications include disturbances in the river flow that feed the lake and variations in the amount of sediments and transport processes. Increases in river flow are related to increases in precipitation, which generate greater erosive power for the transport of materials and, consequently, an increase of terrigenous input into the lake (Amsler *et al.*, 2007; Brea and Spaletti, 2010; Coppus and Imeson, 2002). Changes in the basin's floristic assemblages are also recorded in the lake sediments, and are analyzed through pollen studies of the lake stratigraphy (Bennett and Willis, 2001; Lupo *et al.*, 2006, 2008). Finally, lake sediments also exhibit physical and chemical variations of lake water masses which, in turn, induce changes in the geochemical composition (Giralt *et al.*, 2008; Piovano *et al.*, 2002; Sáez *et al.*, 2009), indicating changing nutrient inputs due to runoff variations (Giralt *et al.*, 2008) or other allochthonous components (Martín-Puertas *et al.*, 2011).

One of the challenges of using sediment records as an environmental archive is the complexity of identifying and differentiating the interacting external forces (e.g. climate, tectonics, geomorphological activity, changing regional vegetation, anthropogenic influence) from the internal forces (e.g. aquatic biota) (Cohen, 2003). Fierro *et al.* (2016) and Giralt *et al.* (2008) identified sediment transport process using redundancy analysis (RDA) with mineralogical and geochemical samples, as well as Principal Component Analysis (PCA) with high resolution geochemical composition data. Additionally, the analyses of the palynological composition of the stratigraphic column of lacustrine sediments allow for a multidisciplinary approach to the series of environmental changes and help clarify situations in paleoenvironmental analysis. Examples include the presence of pollen types that indicate humidity variations, i.e.: Juncaginaceae, Cyperaceae, aquatic plants, fungi and ferns (Argollo and Mourguiart, 2000; Fierro *et al.*, 2016; Lupo *et al.*, 2006); anthropogenic influences related to cattle grazing, e.g. Amaranthaceae/Chenopodiaceae (Pereira *et al.*, 2014); and consequences of fires, e.g. decrease in tree pollen and increase in Poaceae pollen (Lupo *et al.*, 2006).

While there is a growing number of paleoenvironmental studies in South America (Marchant and Hooghiemstra, 2004; Neukom and Gergis, 2011; Villalba *et al.*, 2009), there are still important regions that have not been studied in detail. Research in these regions complements existing understanding (Lupo *et al.*, 2007; Morales *et al.* 2015a, 2015b; Neukom *et al.*, 2010; Oxman *et al.*, 2013; Piovano *et al.*, 2002; Valero-Garcés *et al.*, 2003; Villalba *et al.*, 1992, 1998) and, most importantly, fills spatial gaps with high-resolution proxy records (Baker, 2000; Coltrinari, 1993; Markgraf, 1998; Markgraf *et al.*, 2000; Vuille *et al.*, 2012). The semi-arid Argentine Chaco is one of these large regions. The relevance of the region lies in its significant biodiversity (The Nature Conservancy *et al.*, 2005; Kuemmerle *et al.*, 2017; Redford, 1990) and the fragility of the system, which has historically been modified by human activity (Morello *et al.*, 2005) including exploitation of forest resources without management policies (Braier *et al.*, 2004; Kleinpenning and Zoomers, 1989). It is also currently threatened by the regional expansion of agriculture (Baumann *et al.*, 2016; Gasparri, 2016; Volante *et al.*, 2016). The aim of this paper is to provide new insights about the environmental and climatic evolution of the semi-arid Chaco region of Argentina, using multiproxy records of lacustrine sediments.

3.2 Study area

3.2.1 Gran Chaco Americano

The studied area is located in Laguna Yema, Formosa Province, Argentina, at 155 m above sea level (masl), in The Gran Chaco Americano (Figure 23). The Gran Chaco Americano occupies in Argentina an area of approximately 580,000 km², from latitude 16° to 33° South and longitude 56° to 66° West. The climate is characterized by seasonal monsoons, with more than 80% of rainfall occurring between November and March (Minetti, 1999). The mean annual rainfall and mean annual temperature displays a strong longitudinal gradient. Based on this gradient and topography, the Gran Chaco is divided into four sub-ecoregions: Humid Chaco (where the annual precipitation values range between 1200 and 750 mm), semi-arid Chaco (750 to 500 mm), arid Chaco (500 to 300 mm) and Chaco Serrano (700 to 500 mm), with a differential topographical situation (Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 2011). Laguna Yema is located in the semi-arid Chaco, with a mean annual temperature that varies between 20 and 22 °C, a mean summer temperature of 28 °C and a mean winter temperature 15 °C. The dominant vegetation is xerophilous semi-deciduous forests and savannas.

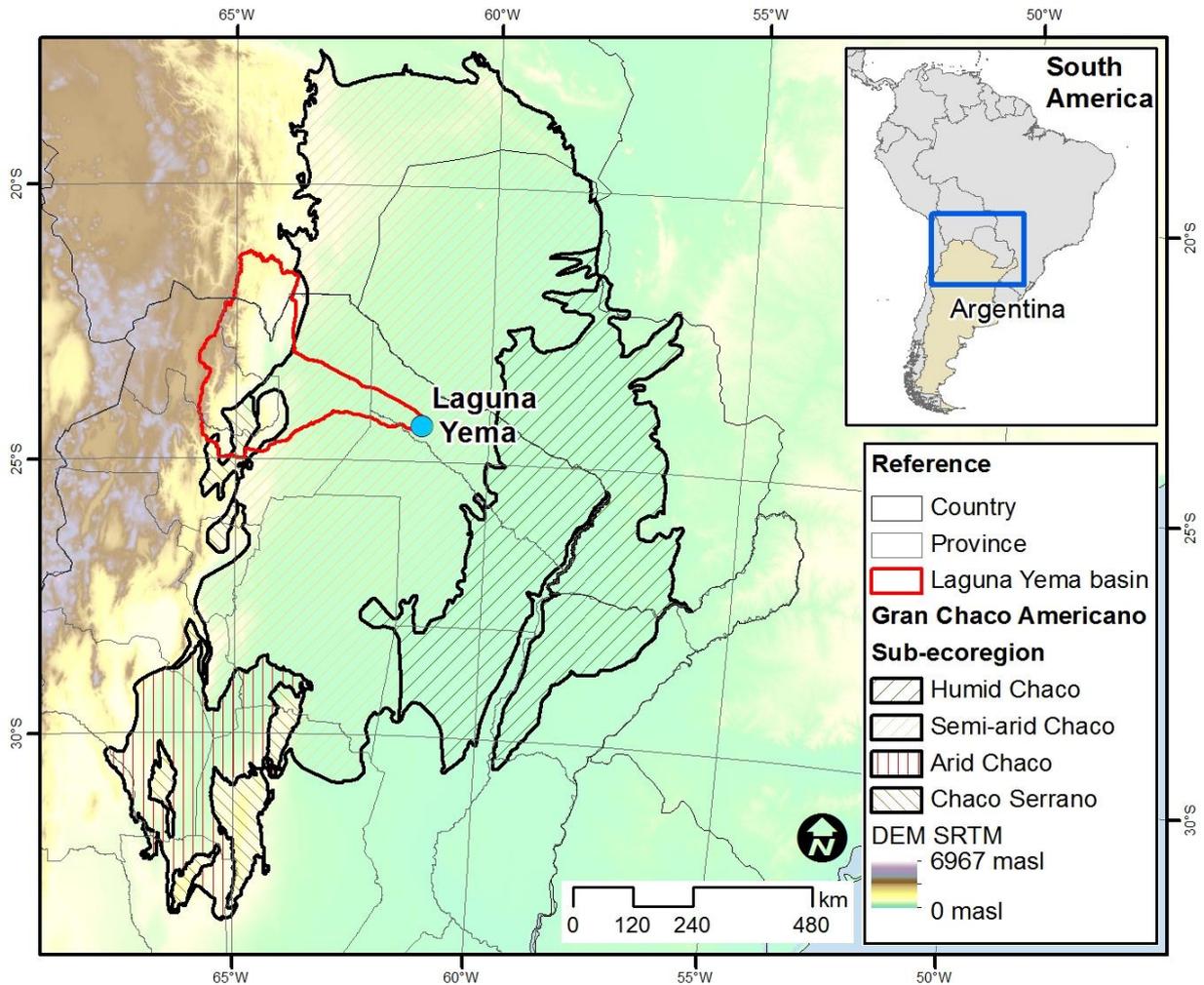


Figure 23. Laguna Yema map location based on the Digital Elevation Model of Farr *et al.* (2007). The lake is located in Formosa Province, Argentina, within the semi-arid Chaco Sub-ecoregion of the Gran Chaco Americano Ecoregion.

3.2.2 Lake Catchment

The Laguna Yema Basin is a vast area of 122,000 km², with maximum altitudes of 5900 masl in the Eastern Andes. The basin is T-shaped. The Upper Basin is characterized by high erosion, a dendritic drainage system of streams and an anastomosing main channel, while the lower basin is differentiated by a meandering river system. The geology is characterized by a sequence of Tertiary mountain chains consisting of numerous rock types, dominated by sedimentary rocks (shale) and metamorphics (phyllite), providing a large amount of quartz and illite in a hydrographic network (Iriondo and Paira, 2007). The Chaco Plain is dominated by surficial Quaternary sediments, mainly fine sand (98% quartz, 2% feldspar) and associated illite, formed from Eolian sediments (Iriondo, 1993; May *et al.*, 2008; Servant *et al.*, 1981).

The main river that feeds into Laguna Yema, the study locality, is the Teuquito River. This river is a detachment of the Teuco/Bermejo River, one of the most important river systems of Northern Argentina, which has a mean annual flow of approximately 340 m³/s (Secretaría de Energía, 1994) and a solid discharge of over 89.4 million tons/year (Brea and Spaletti, 2010; Soldano, 1947). The section within the Chaco Plain is characterized by high lateral mobility. This is related to the low slope, the high sediment load and the textural characteristics of the sediments transported (Orfeo, 1995).

3.2.3 Laguna Yema

The lake, located at 24°21'S - 61°20'W, is relatively circular; it occupies an area of about 1.3 km², an approximate water volume of about 25,600,000 m³, and a maximum water depth of 3.5 m. According to our measurements, the lake is monomictic and the lake water remains completely mixed throughout the year, with a slight thermocline developing during the austral winter (14.72 °C at the lake water surface and 14.62 °C at the lake water bottom). The summer water temperatures range between 25.75 °C at the lake water surface and 25.17 °C at the lake water bottom. The pH of the lake water ranges between 8.27 and 8.54 in summer and between 7.90 and 8.63 in winter. The water chemistry is dominated by Ca⁺⁺ among the cations and by Cl⁻ among the anions. The water conductivity is rather low (264.7 mS cm⁻¹) and the dissolved oxygen values range between 79% at the lake water surface and 65% at the lake water bottom. In 1984, the northern shores of Laguna Yema were partly overgrown and a number of embankments were constructed. This overgrowth caused a lake surface enlargement owing to the inundation of the adjacent areas and a rise in the lake water level. The main output occurs via a 89.5-km-long irrigation canal with a carrying capacity up to 10 m³/s. Furthermore, a channel was constructed to divert water from the Teuco River to the Teuquito River to increase the water volume of the latter. Today, the majority of the water entering Laguna Yema is water diverted from the Teuco River.

3.3 Materials and methods

In July 2008, four replicated cores following a NW-SE transect (Figure 24) were retrieved using a gravity UWITEC core sampler (LY1.1 and LY1.2 at 24°20'S - 61°20'W, LY2.1 and LY2.2 at 24°20'S - 61°21'W, LY3.1, LY3.2 and LY3.3 at 24°21'S - 61°20'W, and LY4.1 and LY4.2 at 24°21'S - 61°19'W). The cores had a length which varied between 185 mm and 410 mm, and were sealed in the field to prevent water losses and possible disturbances during transport to the laboratory. The cores were stored in the Institute of Earth Sciences Jaume Almera (ICTJA-CSIC), in a cool chamber at +4 °C until opened, at which point they were sectioned longitudinally into halves: one was saved as archive material, and the other one was sampled for paleoenvironmental and paleoclimatic purposes.

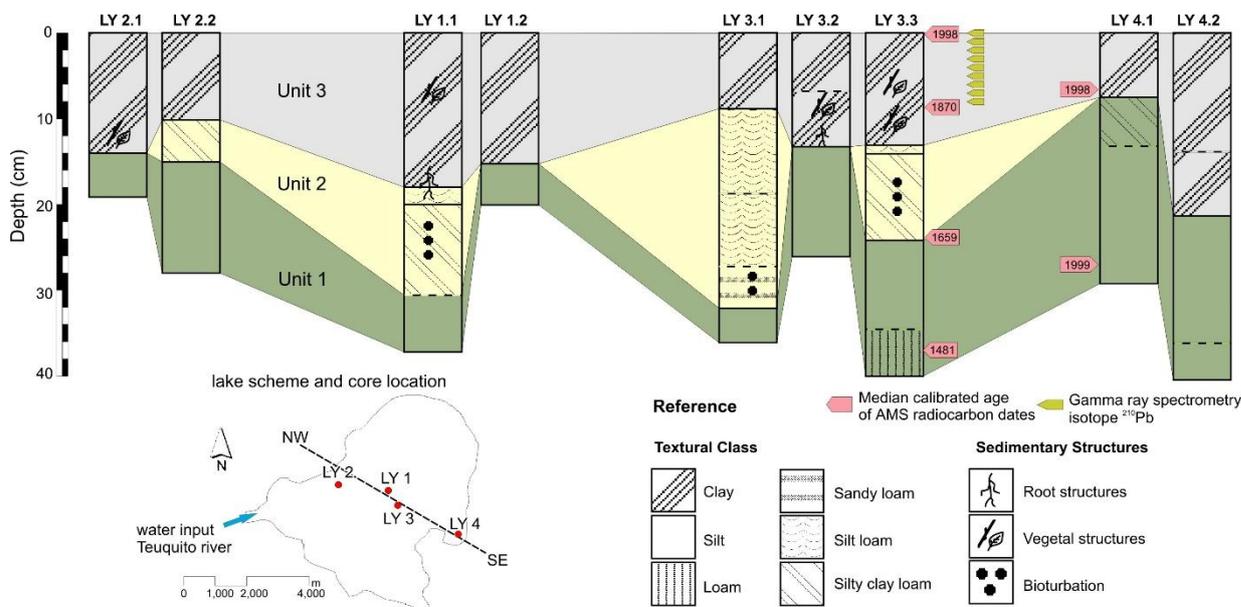


Figure 24. Lithological and stratigraphic correlation diagram. The cores are positioned with respect to the location according to the lake diagram. Stratigraphic correlations are based on lithological criteria to characterize the main textural and sedimentological features of the Laguna Yema sediments.

3.3.1 Lithology and mineralogy

A detailed lithological description of the cores was carried out to characterize the main textural and sedimentological features of the sediments. The mineralogical composition of the sediments was determined on samples every 5 mm. These samples were dried at 60°C for 24 h, and manually ground using an agate mill. Mineralogy was determined using a Siemens D-500 automatic X-ray diffractometer under the following conditions: Cu Ka, 40 kV, 30 mA, and graphite monochromator. The identification of minerals was made using the software connected to the diffractometer, and the quantification of the different mineralogical species present in the crystalline fraction was carried out following standard procedure (Chung, 1974).

3.3.2 Geochemistry

High-resolution geochemical profiles of the sediments were obtained using the non-destructive Avaatech X-ray fluorescence (XRF) Core Scanner from the University of Barcelona (UB). Sediments were characterized using a Rh tube at 10kV (exposure time of 10 s with no filter for the elements Al, Si, S, K, Ca, Ti, and Fe), 30kV (30 s with Pd-thick filter for Br, Rb, Sr, and Zr), and 50kV (40 s with Cu-filter for Ba) to obtain chemical profiles that are as statistically significant as possible. Measurements were made every 0.3 mm and expressed in counts per second (cps). The database of core LY3.3 was composed of 12 variables and 1293 samples, and core LY4.1 was made up of 12 variables and 930 samples. Sediments were digitized using high resolution camera equipment attached to the Avaatech X-ray Fluorescence (XRF) core scanner. The gray-colour curve was obtained using the software ImageJ (Schneider *et al.*, 2012) and gray values were calculated every 0.07 mm.

3.3.3 Palynology

Palynological stratigraphic analyses were carried out for 28 samples, selected according to the facies identified in the lithological analysis. Each sample has a thickness of 5 mm. The processing of samples was carried out using standard palynological techniques for Quaternary pollen (Fægri and

Iversen, 1989). We used *Lycopodium clavatum* as a control (Stockmarr, 1971) to calculate concentrations (spore / gram of sediment). The subsamples were visually analyzed with an optical microscope, counting and identifying a minimum number of 300 pollen grains per sample. The identification of the pollen types was carried out by comparison with the reference collection of the Palynology Laboratory of the Faculty of Agricultural Sciences of the National University of Jujuy (PAL-JUA) and pollen atlases (Markgraf and D'Antoni, 1978; Pire *et al.*, 1998; Pire *et al.*, 2002; Salgado, 2006; Wingenroth and Heusser, 1984). The names of the pollen types were established according to the criteria of De Klerk y Joosten (2007) and Joosten y De Klerk (2002). Relative frequencies (%) were calculated for the pollen count. Pollen types that had a representation of total grains lower than 2% were excluded from the analyses. The spores were excluded from the total sum of the count due to over-representation presented by this group and therefore was expressed in concentration values (absolute frequency). Palynological data were analyzed using Tilia v2.1.1 (Grimm, 2011).

3.3.4 Climate analyses

To analyze the cross-correlation between sedimentological and climatic data we used two types of climate databases: regional and local. The regional climatic precipitation data was extracted from the reanalysis data CRU TS v4.01 - high-resolution gridded datasets (Harris *et al.*, 2014), containing information from 1900 to 2015. Local climate data were taken from weather stations, which covered from 1934 to 1990 (Bianchi *et al.*, 2005). To perform the cross-correlation analyses, data were processed to be comparable by temporal resolution. The climatic precipitation data of both databases (high-resolution gridded datasets and local climate data) have a monthly resolution. These monthly values were summed to obtain annual precipitation values, since the pattern of seasonality of rainfall was maintained for both databases and for all years. To avoid over-representation in cross-correlations, mainly due to the presence of very low frequencies, we eliminated the trends of the common part of the sedimentological data with the rainfall data using the algorithm "Detrended" from the RSEIS package (Lees, 2009) in R statistical software (R Core Team, 2013). Accordingly, cross-correlation analysis was conducted on river flow values at hydrometric stations (Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2004).

3.3.5 Statistical analyses

The statistical analyses were conducted using R statistical software together with the packages gclus (Hurley, 2004) for clustering purposes, tseries for time series analysis (Trapletti and Hornik, 2009), and vegan (Oksanen *et al.*, 2005) for redundancy analysis (RDA) and principal component analysis (PCA). RDA was carried out to simplify the many variables of the XRF datasets, that likely represent similar aspects of the geochemical composition of the sediments. The mineralogical compositions of the sediments were used as a constraining matrix given that each mineralogical species represents a "compendium" of geochemical elements. Thus, RDA was used to identify the possible origins of the light and heavy elements obtained by XRF, and to characterize sedimentary processes, e.g. different types of transport (Giralt *et al.*, 2008, Martín-Puertas *et al.*, 2011). In this analysis, the XRF dataset was resampled to 5mm in order to have the same sampling resolution as the mineralogical data.

3.3.6 Chronology

The chronological framework of the sedimentary sequences was based on 6 AMS ¹⁴C samples that were analyzed in the Poznan Radiocarbon Laboratory, Poland (Table 5). The radiocarbon dates

were calibrated using SHCal13 (Hogg *et al.*, 2013; Niu *et al.*, 2013; Reimer *et al.*, 2013) through the online software CALIB 7.1 (<http://calib.org/calib/calib.html>), selecting the calibrated median age and the age range with highest relative area under the probability distribution of 2-sigma calibration. Post-1954 CE radiocarbon dates present serious drawbacks and for this reason calibration was done with the online software CALIBomb with Southern Hemisphere Zone 3 compilation (<http://calib.org/CALIBomb/>) (Hua *et al.*, 2013; Reimer *et al.*, 2004). Additionally, gamma ray spectrometry analysis (isotope ^{210}Pb) was carried out to adjust the age model of the upper core LY3.3 (Table 6). Measurements were made every 1cm in the upper 8cm of core.

Table 5. ^{14}C AMS radiocarbon ages measured in Laguna Yema cores.

Sample	Lab. ID	Depth (cm)	Uncalibrated ^{14}C age (2σ) (yr BP)	Calibrated age (cal.yr CE)		
				Median	Age range	Relative area under probability distribution
LY3.3.AMS1	Poz-31168	0	111.12 \pm 0.36 pMC	1998	1997 - 1999	0.905
LY3.3.AMS2	Poz-31167	9	50 \pm 50 BP	1870	1803 - 1937	0.719
LY3.3.AMS3	Poz-33778	24	275 \pm 35 BP	1659	1622- 1679	0.514
LY3.3.AMS4	Poz-33777	37	440 \pm 35 BP	1481	1435- 1512	0.74
LY4.1.AMS1	Poz-31170	7	101.78 \pm 0.35 pMC	1999	1998 - 2000	0.891
LY4.1.AMS2	Poz-31169	27	100.15 \pm 0.37 pMC	1999	1999 - 2000	0.837

Table 6. gamma-ray spectrometry. ^{210}Pb age model from core LY3.3

Depth (cm)	Calibrated age (cal. yr CE)
0	2008 \pm 0
1	1999 \pm 2
2	1992 \pm 4
3	1985 \pm 6
4	1974 \pm 12
5	1962 \pm 20
6	1949 \pm 32
7	1928 \pm 62
8	1891 \pm 182

3.4 Results

3.4.1 Lithology

The lithological correlation diagram of the cores (Figure 24) allowed us to select the core LY3.3 as the most complete of the lacustrine distal sedimentation processes, and the core LY4.1 as the most complete of the lacustrine proximal sedimentation processes. Three lithological units were defined on the basis of the main textural and sedimentary features present in the cores (Figure 24). From the bottom to the top of the sequences these units are:

Unit 1: located between the base of the cores and 26.4 cm (for core LY3.3), and 8 cm (for core LY4.1), this unit is made up of massive dark grayish brown (10YR 4/2) silts, fine sands and silty clays. Locally, it can present mottled textures.

Unit 2: Only visible in core LY3.3, located from 26.4 to 16.3 cm. It is composed of mottled brown (7.5YR 5/3) silty clays and a number of layers of sand. At the uppermost part of this unit there is an 8 mm-thick layer of dark brown (7.5YR 3/2) clay.

Unit 3: Located in the uppermost part of both cores, it is made up of massive very dark brown (7.5YR 2.5/2) clay with abundant plant debris.

3.4.2 Chronology

The calibrated age values of samples (Table 5) showed no reversal in core LY3.3, however, we found an inconsistency in the AMS date of core LY4.1, probably due to sedimentary reworking processes. We calculate the sedimentation rate in the core LY4.1 using only the sample dated LY4.1.AMS1 and the same calculation was carried out using the radiocarbon sample LY4.1.AMS2. These rates were compared with the sedimentation rate of the core LY3.3. This analysis between both cores allows us to assume LY4.1.AMS1 to be a correct sample.

Gamma spectrometry using ^{210}Pb provided dates for the first 8 cm of depth of core LY3.3 (Table 6). To perform the age model in core LY3.3, the gamma ray spectrometry (^{210}Pb) and radiocarbon dates were combined. Only ^{210}Pb dates were considered for the uppermost part of core due to the greater accuracy of this method in recent ages, discarding the radiocarbon dating sample LY3.3.AMS1. The model was constructed by linear interpolation (Figure 25). Since we found no visible changes in lithology, the age of the base of core LY3.3 was calculated as 1455 CE from linear extrapolation, assuming that the sedimentation rate does not show considerable changes. On this chronological basis, in the core LY3.3, the lithological Unit 1 dates from 1455 to 1640 CE, Unit 2 from 1640 to 1765 CE, and Unit 3 from 1765 to 2008 CE.

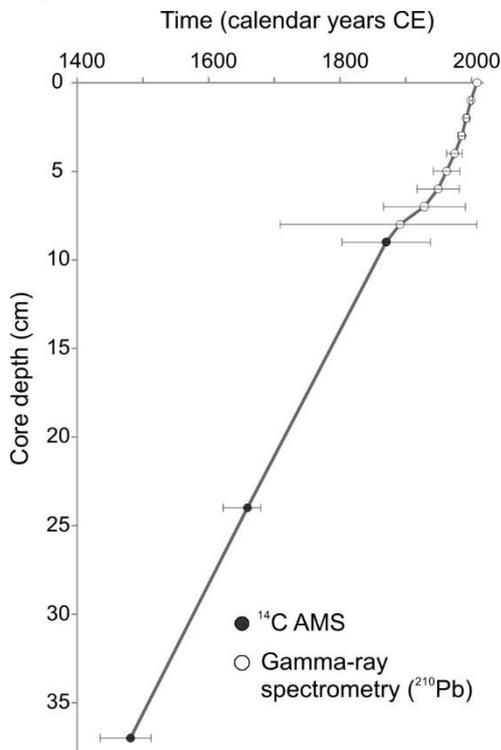


Figure 25. Chronological framework of Laguna Yema constructed using ^{14}C AMS and isotope ^{210}Pb dates. The solid line represents the chronological age-depth model based on calibrated median age, and horizontal bars are the confidence error.

3.4.3 Mineralogical and geochemical composition

In terms of mineralogical components, Laguna Yema sediments were mainly composed of variable proportions of quartz, clays (illite), and feldspar (microcline and albite) (Figure 26). The behavior of illite and microcline proportions are inversely proportional to the quartz percentage in the three units identified, but the albite did not show a behavior related to the other minerals. The geochemical series of both cores (Figure 27) showed tendencies towards significant levels of elements Al, Si, S, Ca, Br, and Zr. Levels of Al, Si, and Zr, declined progressively towards the top of the core. Contrastingly, S, Ca, and Br exhibited a gradual increase towards the top. This less evident trend also occurred for Sr. Three mineralogical and geochemical Units (light and heavy elements) with homogeneous behavior were defined by stratigraphically constrained cluster analysis in core LY3.3 and two units in LY4.1, which correspond to the lithological units previously described. In both cores (Figure 26 and Figure 27), the units in the sequences are, from bottom to top:

Unit 1: The lowest average Quartz proportion of total core was 69% in LY3.3, and 59% in LY4.1. On the other hand, in this unit we found the highest average illite and feldspar percentages. Most of the elements (Al, Si, Ti, Fe, Rb, and Ba) showed an increasing trend in counts from the base to the top of the unit. The S, K, Br, and Sr elements showed the lowest average counts of the core.

Unit 2: Only identified in the core LY3.3. Characterized by containing the highest average percentage of quartz (77.4%), with a reduction of the other minerals, especially the microcline. In the geochemical composition, there was an upward trend in Ca and S.

Unit 3: The quartz, illite and albite showed similar proportions with respect to the average values of the core. In opposition, the microcline percentage increased with respect to the other units. The geochemical composition was characterized by having the highest average counts of S, Ca, and Br, and the least counts of Al and Si; and, to a lesser extent, of K, Ti, Zr, and Ba, of total core.

The results indicate a correspondence between mineralogical and geochemical variations among the units of both cores. Likewise, mineralogical and geochemical stratigraphically constrained clusters manage to differentiate the units in similar depths.

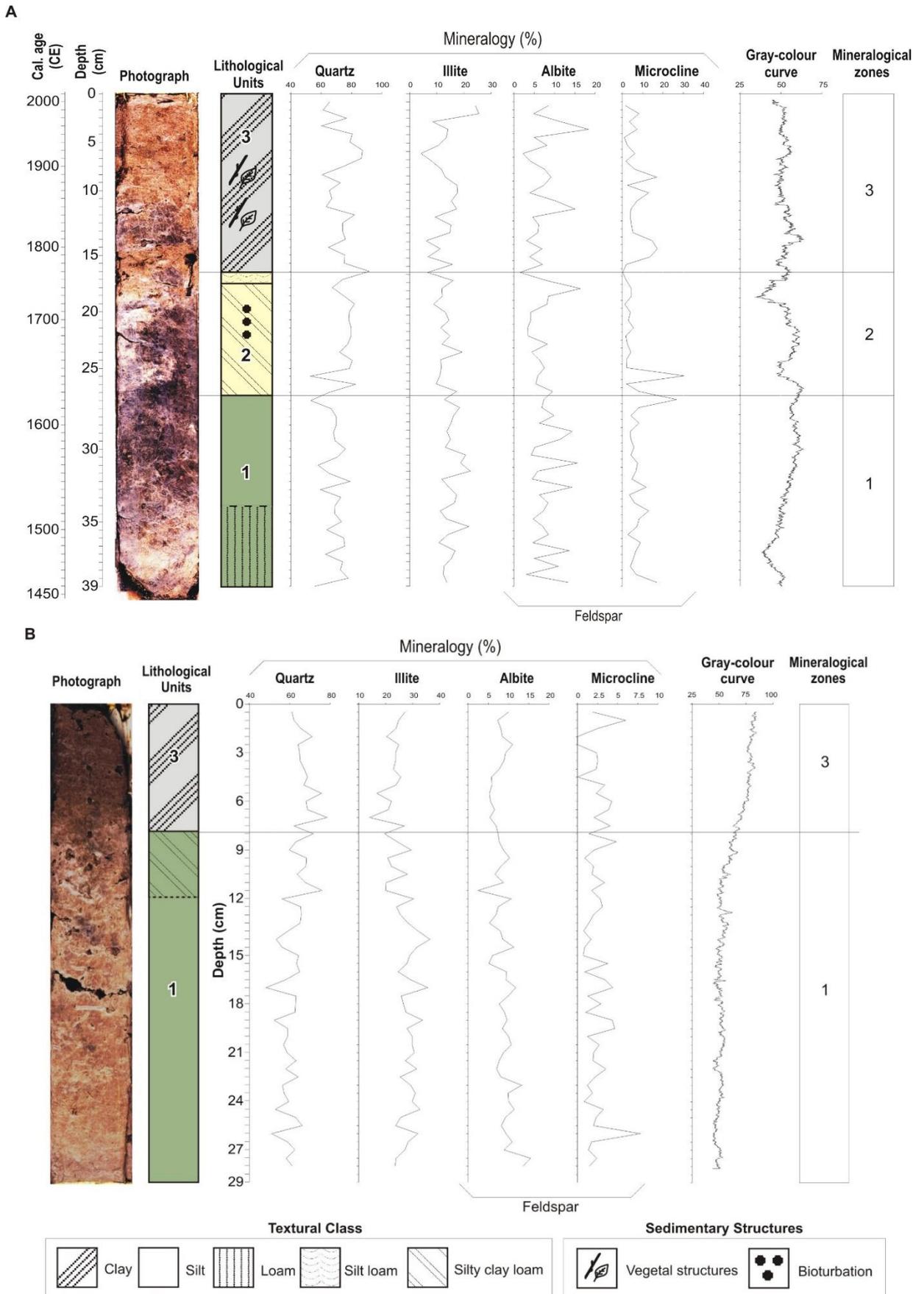


Figure 26. High-resolution photograph (enhancement by balancing hues), lithological stratigraphy, mineralogy (expressed as a percentage on total dry weight), gray-colour curve and stratigraphically constrained cluster of (A) core LY3.3 and (B) core LY4.1 of the Laguna Yema sediments.

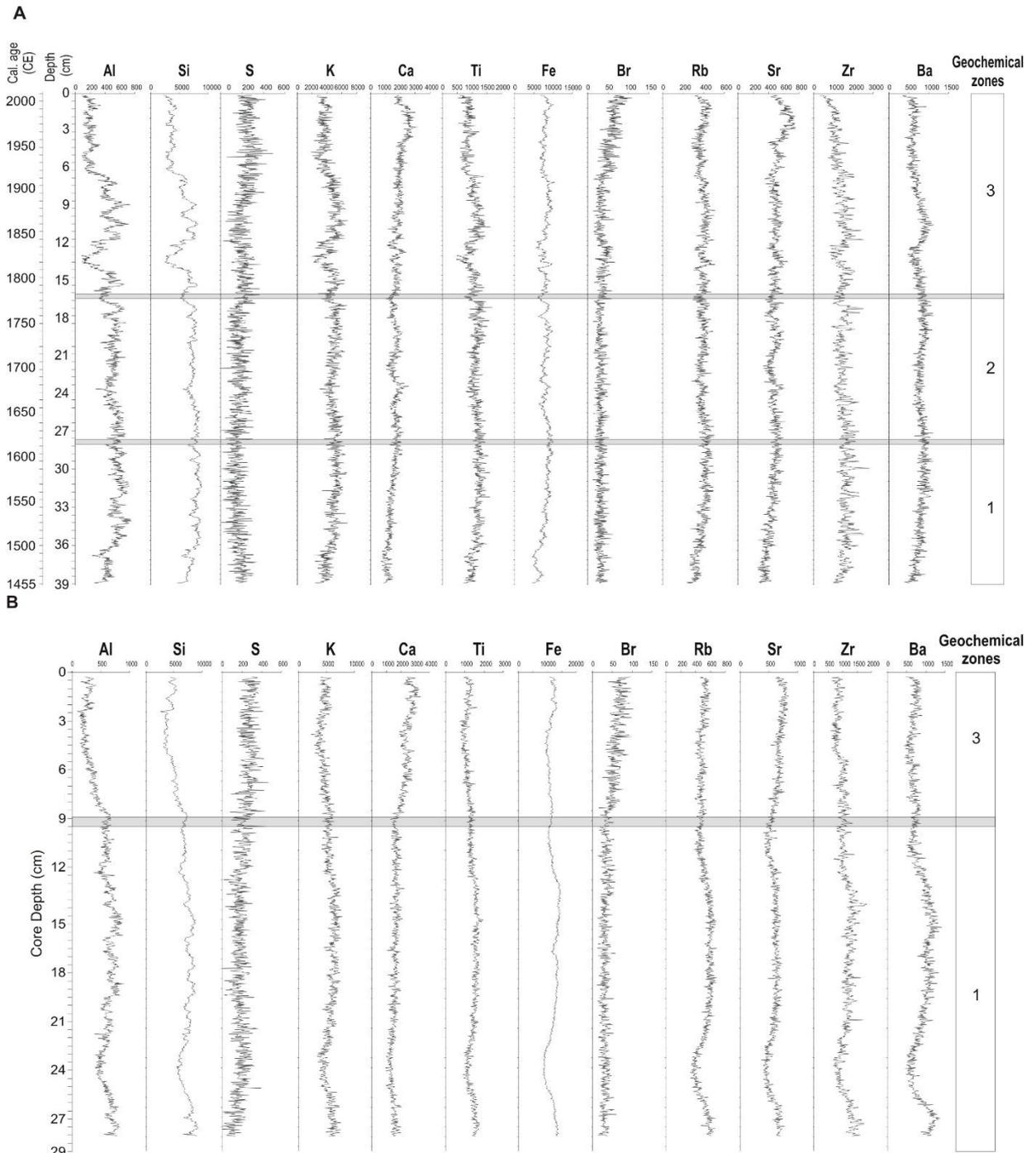


Figure 27. High-resolution geochemical stratigraphy of (A) core LY3.3 and (B) core LY4.1 of the Laguna Yema records. Light elements (Al, Si, S, K, Ca, Ti and Fe) and heavy elements (Br, Rb, Sr, Zr and Ba), measured by XRF core scanner, are expressed as counts per second (cps). Stratigraphically constrained clusters are included that allowed delimiting mineralogical units.

3.4.4 Sedimentology statistical analysis

Redundancy Analysis (RDA), constructed from geochemical elements and using mineralogical compositions as a constraining matrix, allowed us to define three main “families” of variables in accordance with their possible mineralogical origins (Figure 28):

Family A: This family is present in both cores. Most light and heavy elements (Al, Si, K, Ti, Fe, Rb, Ba) and the gray curve are associated with the illite, and to a lesser extent to the albite. The main constituents of the clays (illite and albite) are Al and Si, and the other chemical elements are contained among the octahedral layers of clay, because they have a very large ionic radius. Both terrigenous minerals (illite and albite) are associated with Br, which can be used as a robust proxy to estimate the total bulk organic matter (Ziegler *et al.*, 2008). This association suggests that the same sedimentary process caused their entry and distribution into the lake.

Family B: This family was also present in cores LY3.3 and LY4.1 and was displayed opposite the previous one. The mineral that defines this family is quartz and it is associated with S (core LY3.3) and S, Ca, Br, and the gray curve (core LY4.1). The presence of S in this family could be interpreted as indicative of sulfides or pyrite. The latter mineral was found in the sediment in quantities less than 5%, so it was not possible to detect it using XRD. The presence of organic matter indicators in core LY4.1 (Br and Ca) associated to S might reinforce the presence of pyrite formed by the bacterial decomposition of the organic matter in anaerobic environments.

Family C: This family is only present in core LY3.3. Sr, Zr, and Ca are associated with feldspar minerals. This core has more feldspar, especially microcline; therefore, its elements make a more significant contribution to the establishment of this family.

The presence of Family C in only core LY3.3 suggests that the terrigenous minerals were transported by different sedimentary processes (eolian vs. fluvial mechanisms). These different mechanisms have also been highlighted in other sedimentary sequences (Giralt and Julià, 2003; Rodó *et al.*, 2002).

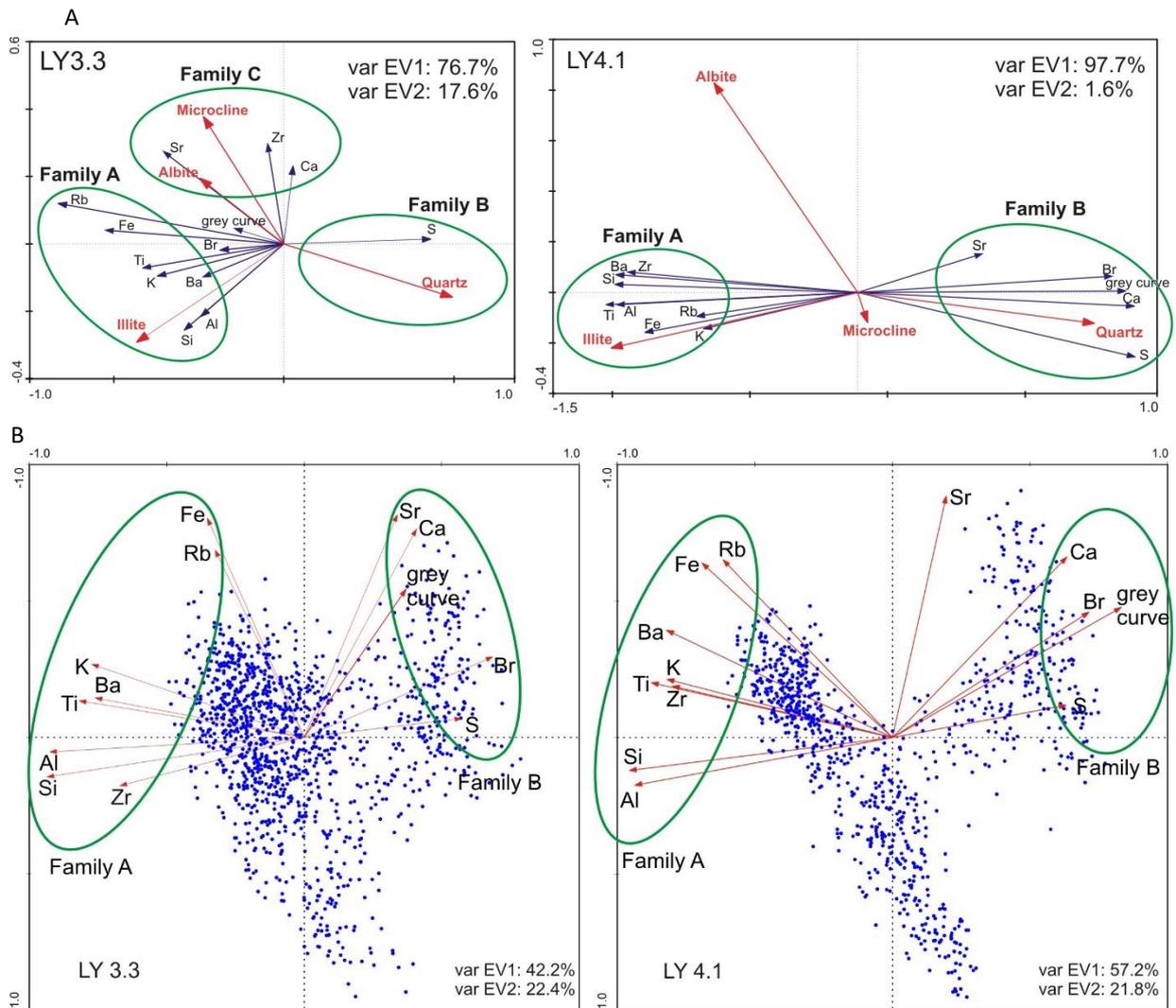


Figure 28. (A) Redundancy Analysis (RDA). Geochemical data constrained by mineralogical data at 5mm of resolution of core LY3.3 and LY4.1. The vectors are twice the length of the corresponding chemical elements, whereas the vectors of the minerals are half the length, in order to facilitate analysis and understanding. The circles mark the main “families”, suggesting their possible origin (for further details see text). (B) Principal Component Analysis (PCA) of geochemical data at full resolution (0.035mm) of core LY3.3 and LY4.1. Plot of samples (numbers) and the variables (arrows) in the plane defined by the first two eigenvectors.

Principal Component Analysis (PCA) of cores LY3.3 and LY4.1 allowed for the identification of the main sedimentary processes that control the input, distribution and sedimentation of particles in the sediments at the bottom of the Laguna Yema (Figure 28). The two first eigenvectors (EV) of core LY3.3 accounted for the 64.6% of total variance. The first eigenvector accounted for 42.2% of total variance whereas the second accounted for 22.4%. In the case of core LY4.1, the two first eigenvectors represented 79% of total variance, the first EV representing 57.2% and the second, 21.8%.

The first eigenvector of both PCAs is controlled by the contradiction of Family A, constituted of clays, and Family B, quartz elements and organic matters, indicating changes in the terrigenous - primary productivity of the lake. In the second eigenvector the relationship between Sr and Ca could indicate the presence of endogenic carbonates, resulting from variations in salinity, possibly related to lake level fluctuations. Additionally, forming the second axis, elements Rb and Fe are associated with illite clays. As the lake level fluctuations would affect both cores independently of their location within the lake, both PCAs show the same second distribution of EV elements.

3.4.5 Palynological analysis

Palynological analysis was carried out for core LY3.3. On the basis of current regional palynological studies, it was possible to identify fossil pollen types, reaching in some cases the species level (Ortuño *et al.*, 2011; Pereira *et al.*, 2018; Pire, 1985; Pire *et al.*, 2002, 1998). These studies were the basis for the reconstruction of past vegetation. Different pollen types were grouped according to strata of terrestrial vegetation, aquatic plants and spores. The following groups were defined: Trees, Shrubs, Herbs, Aquatic, and Spores. The Trees Group is composed of 9 types of pollen, predominantly *Schinus* and *Schinopsis balansae/Schinopsis lorentzii*. The Shrubs Group is constituted of 8 pollen types, predominantly *Celtis*. The Herbs Group is made up of 15 types of pollen, with major abundances of *Amaranthaceae/Chenopodiaceae*, *Ambrosia*, *Poaceae*, and *Cyperaceae*. The Aquatic Group is made up of *Alternanthera aquatica* and *Juncaginaceae* pollen types. *A. aquatica* has the highest percentage values of pollen in this group. The Spores Group is composed of *Polypodium*, *Pteridophyta*, and 3 unidentified spore types, the most abundant being the unidentified trilete spore. The relative frequencies of the pollen count are plotted on the pollen diagram in Figure 29. Three units were identified by performing a stratigraphically constrained cluster analysis using the method of incremental sum of squares with the pollen count data, which partially coincide with the lithological Units:

Unit 1: High predominance of pollen grains from the Herbs Group, accounting an average of 90% of all pollen grains. The pollen Trees had an increasing trend that started approximately in 1530 CE. The relative frequency of Shrubs remained constant, showing an increase peak in 1600 CE. The Spores showed an increasing trend, reaching a peak concentration of 360 spores/g of sediment.

Unit 2: The unit started with the appearance of large amounts of pollen grains from the aquatic group (75% of total pollen), between 1665 and 1673 CE. From 1680 CE, a predominance of Herbs with an average of 89% of total pollen was identified. The Trees and Shrubs had a slight decreasing trend at the end of the phase. The same trend was quantified in the Spores, reducing its absolute frequency from 250 to 85 spores/g.

Unit 3: Between 1770 and 1835 CE, an increase in the pollen proportions of the aquatic was recognized, with an average of 62% of total pollen. From 1835 CE until 1862 CE, the proportions of Aquatic decreased significantly, increasing the proportions of the Herbs. The Aquatic showed an increasing trend since 1908 CE towards the top of the core, as did the Shrubs Group. The Trees Group did not have a clear trend in this unit, with average proportions of 3% of the total pollen.

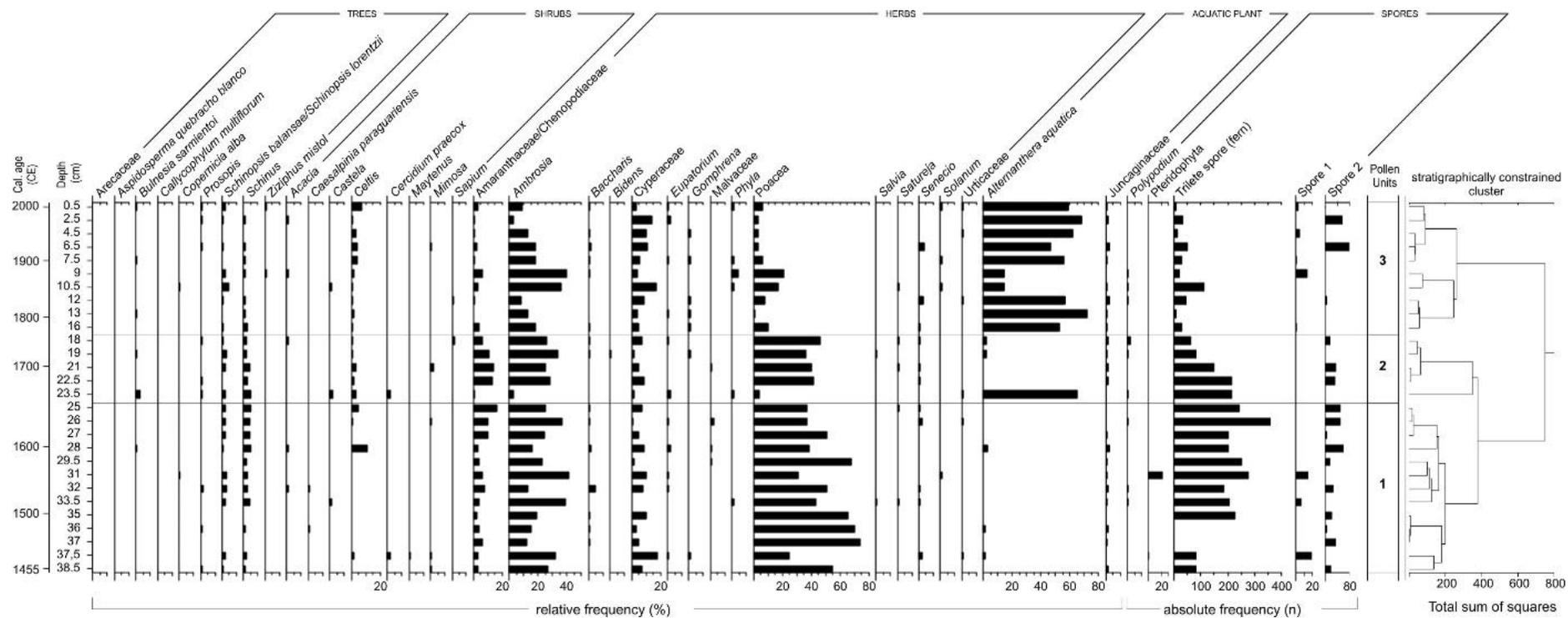


Figure 29. Stratigraphic pollen diagram. The pollen groups in relative frequencies (%) and the spore group in absolute frequency are expressed. Stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares is included.

3.5 Discussion

3.5.1 Paleoenvironmental interpretation

3.5.1.1 *Sedimentological significance of ordination analysis (RDA and PCA)*

The variations in the flow of the tributary rivers produce a difference in the transport of sediments from the Upper and Middle Basins to lowland areas (Laguna Yema), composed mainly of clay and quartz (Nadir, 1982). This process can be identified through redundancy analysis of mineralogical and geochemical data. The first eigenvector of our RDA determines the presence of illite on the negative extreme and the presence of quartz on the positive extreme (Figure 28); this contradiction indicates different transport processes. Quartz, due to its larger size, heavier weight and generally rounded shape, needs more energy to be transported by water. Clays, however, require less energy to be transported due to their flat form, and they are usually transported by wind. Therefore, the first EV of the RDA can be interpreted as an index of changes in the aridity or moisture conditions of the lake basin. These changes in aridity could be directly linked to effective regional precipitation and/or local variations of evaporation from the lake. Increased rainfall in the basin of the lake could mean more runoff and increased flow from the Teuquito River (Figure 30A), resulting in a greater influx of heavy minerals like quartz and also an input of organic material carried by the river and laminar flow from the shore of the lake. Conversely, low values of precipitation would mark arid conditions in the lake basin, reducing the regional plant coverage and facilitating the eolian erosion of the shallow sediments. This process will permit the deposit of lighter minerals such as clays into the lake (Figure 30B).

When the lake water is at a normal level, mineralogical compositions are differential due to unequal position with respect to the mouth of the river where it flows into the lake (Teuquito River). When there is an input of water, the substances that need more energy to be transported (quartz) are deposited near where the river feeds into the lake, and the material that requires less energy to be transported travels to more remote coastal areas the lake. For this reason, core LY3.3 (near the entrance) has a higher content of quartz and core LY4.1 (distal entrance) a higher content of illite (clays) (Figure 30A). Contrarily, when the lake level is low due to reduced water input, it generates increased concentration of organic material and its subsequent deposit. At the same time, a decrease in the lake level brings about a reworking of the shore zone, and clays are transported towards the center of the lake while the coastal heavy material (quartz) remains in place. This phenomenon is reflected in core LY3.3 (near where the river flows into the lake) where the indicators of organic material are associated with clays, and in core LY4.1 (lake shore) where organic matter is closely linked to quartz (Figure 30 A and B).

Similarly to the interpretation of redundancy analysis (RDA), the first eigenvector of PCA in both cores would be indicating changes in the aridity and moisture conditions of the basin. The values of the first eigenvector of the PCA of geochemical data were used to reconstruct a climatic signal (water availability), due to the advantage of higher stratigraphic resolution (sample every 0.03 mm) with respect to mineralogy.

The second EV was not taken into account for the final climate reconstruction due to its very little explained total variance.

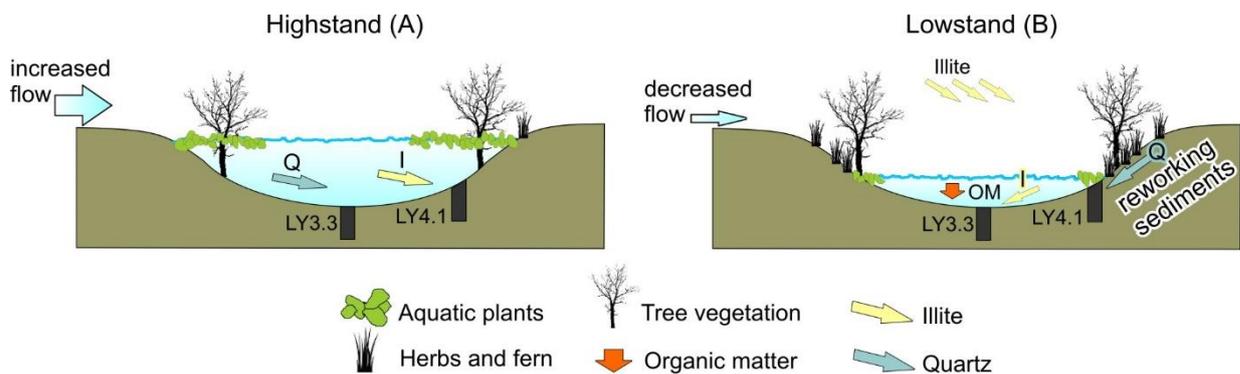


Figure 30. Representative scheme of changes in lake water levels and association of sedimentological and palynological records in Laguna Yema ecosystem.

3.5.1.2 Correlation of the reconstructed precipitation with climatological datasets

The interpretation of the first EV from the PCA allowed us to assume that this eigenvector shows positive values when the moisture conditions were greater and negative ones when the environmental conditions were arid. Therefore, this vector must have a positive correlation with the precipitation series.

We tested the correlation between the annual values of the first two axes of PCA (EV1 and EV2) in both cores, with the annual average rainfall values of regional precipitation (CRU reanalysis data) and local precipitation (meteorological station data). The correlations with meteorological station data were significant with positive values for EV1, and maximum correlation values of 0.48 (Figure 31 shows interpolation maps of correlation results). Thus, the Laguna Yema sediments register with greater consistency the precipitation generated in the Upper Basin, where there is a greater annual precipitation (1000 to 2000 mm), friable lithology, frequently with pronounced geological dips, which, combined with intense precipitations, give rise to a drainage network which is very active in the transport of materials to the piedmont and adjacent plains (Ferrero *et al.*, 2015). In contrast, the semi-arid Chaco, with lower rainfall (500 to 700 mm), has an undefined drainage network, minimum slopes and sandy soils, so there are important interfluvies without a surface drainage network, except for the paleochannel of the Bermejo and Pilcomayo rivers. The results obtained for the CRU reanalysis data showed low and non-significant correlations.

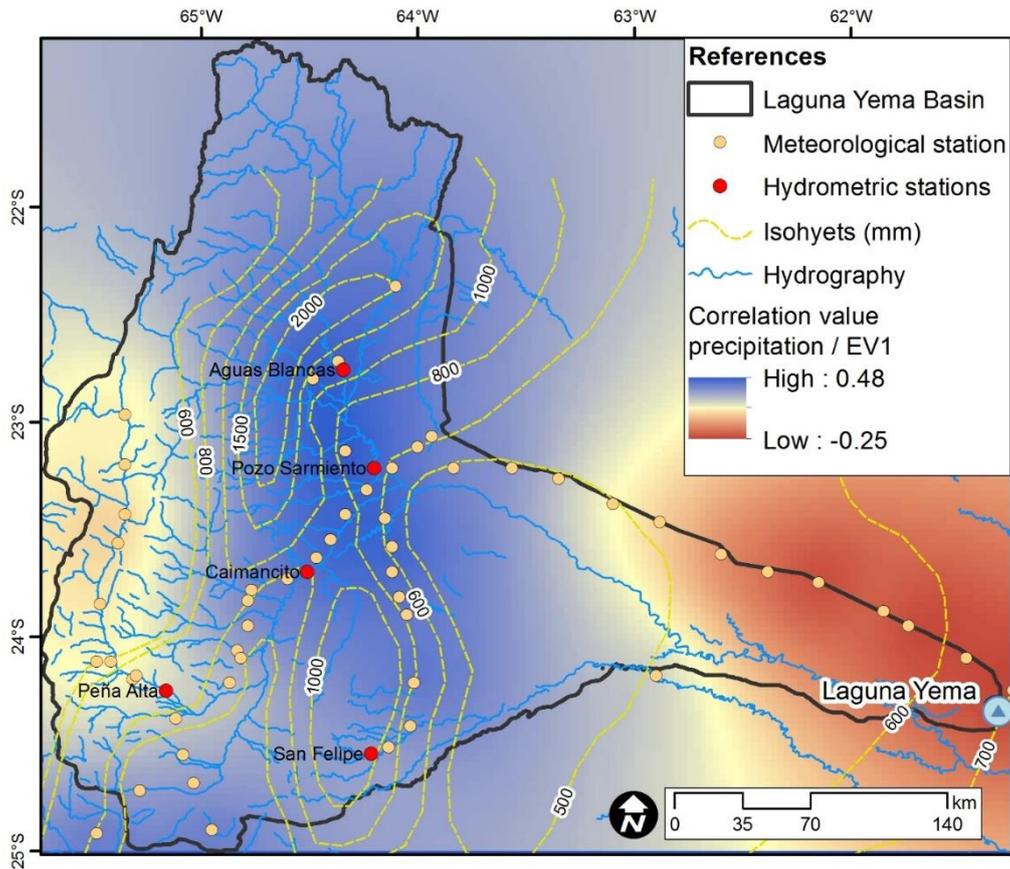


Figure 31. Graphical interpolation of the correlation values between annual mean precipitation of each meteorological station and first eigenvector values (EV1) of the PCA of geochemistry. The isohyets from the average annual precipitation data of the meteorological stations are plotted.

3.5.1.3 Hydrological analysis

The measurements of the hydrometric stations installed on the main tributary rivers of Laguna Yema are closely related to the amount of water precipitated in the Upper and Middle Basin. The correlation analysis between the annual precipitation data and the mean annual runoff data of five spatially contiguous meteorological and hydrometric stations (Figure 31), showed significant values between 0.36 and 0.51 (Tabla 7). The Peña Alta hydrometric station is located in the Upper Basin of the Laguna Yema, and the remaining stations are located in the Middle Basin. High precipitation normally increases the flow of rivers, which, in turn, provokes erosion, mass movements, and an increase in the proportion of materials transported by the rivers, indistinctly clays or quartz. This behavior of the transport of materials is displayed in the sedimentation rate of Laguna Yema (Figure 33), where periods of higher humidity register an increase in sedimentation rate and vice versa. This is more evident during the last period (1920-2008), with a positive correlation between the water availability reconstruction (geochemical signal summary - EV1 of PCA) and the sedimentation rate, calculated with higher resolution via chronological reconstruction by gamma-ray spectrometry.

Meteorological station	Hydrometric stations					Sig. (2-tailed)
	San Felipe	Pozo Sarmiento	Peña Alta	Aguas Blancas	Caimancito	
Coronel Mollinedo	0.51					0.055
Embarcación		0.49				0.001
San Salvador de Jujuy			0.36			0.042
Aguas Blancas				0.45		0.021
Yuto					0.51	0.002

Tabla 7. Pearson correlation analysis between annual precipitation and mean annual runoff of spatially contiguous meteorological and hydrometric stations.

3.5.1.4 Palynological interpretation

The moisture and aridity conditions in the basin and, consequently, changes in water volume of the lake, were also recorded in the palynological analysis. According to the behavior of the relative frequency of pollen grains in the samples, two distinguished pollen groups were identified (Figure 29 and Figure 32). One was a series formed by pollen associations of Amaranthaceae/Chenopodiaceae, *Ambrosia*, Poaceae (Herbs group), and trilete spore of ferns (Spore group), whose patterns are directly proportional to one another; the other formed by the Aquatic group (*Alternanthera aquatica*) has an indicator inversely proportional to the previous series. The above-mentioned pattern indicates an expansion and a retraction of the lake. When the lake expands, there is an increase in the development of *Alternanthera aquatica*, promoted by an influx of nutrients from the basin due to the increased flow of the river that feeds the lake (Figure 30A). In addition, favorable conditions are generated for the development of this aquatic vegetation due to the presence of dead standing trees located inside the lake that causes a decrease in waves, partially reduces wind speed and allows free-floating aquatic vegetation to become fixed (Lallana, *et al.* 2007). When the lake experiences a regression (Figure 30B), the coastal zones increase in surface area and become more humid, generating favorable conditions for the development of herbaceous vegetation and correspondingly, the appearance of colonizing species such as ferns (Torres *et al.*, 2016; Williams *et al.*, 2011), ultimately generating a greater amount of spores. In addition, the shore is closer to the core, so it will have a higher concentration of pollen grain and spore. The positive relationship between pollen concentration in *Alternanthera aquatica* and Juncaginaceae (Aquatic plants) with water availability reconstruction of sedimentary signal (Figure 32) is likely due to the fact that a higher value of moisture, interpreted as an increase of water entering the lake, generates favorable conditions for the development of this type of vegetation. In contrast, Poaceae, *Ambrosia*, Amaranthaceae/Chenopodiaceae (Herbs group) pollen types and trilete spore have an inverse relationship, because an increase in aridity of the basin provokes an expansion of surface area of the shoreline, with an increase in the development of herbaceous vegetation due to higher humidity in this area. According to our interpretation, the pollen types Amaranthaceae/Chenopodiaceae, *Ambrosia*, Poaceae, trilete spore, and *A. aquatica* correspond to the local pollen signal. They are closely related to the environmental conditions of the surrounding lake and its expansion and retraction. On the other hand, the pollen group of shrubs and trees and possibly the remaining pollen types of herbs correspond to the regional pollen signal (Pereira *et al.*, 2018). The aridity and humidity conditions were also partially recorded by the regional pollen signal. The pollen types *Bulnesia*, *Prosopis* (Trees), and *Celtis* (Shrubs) have a proportional relationship with the water availability states, showing an increase in pollen proportions during humid periods. The reduced

relation between the total pollen types of the Trees group and water availability could be due to the fact that this type of association requires more years for their population dynamics to be modified; therefore they have a reduced sensitivity for reflecting short-term climatic oscillations. A decrease in the total pollen proportions of this group is showed in Unit 3, because tree species had a reduction in density due to intensive selective forest harvesting for railroad station and posts starting in the mid-nineteenth century (Morello *et al.*, 2005), coexisting with the tannin industry that started around 1875 (Zarrilli, 2000).

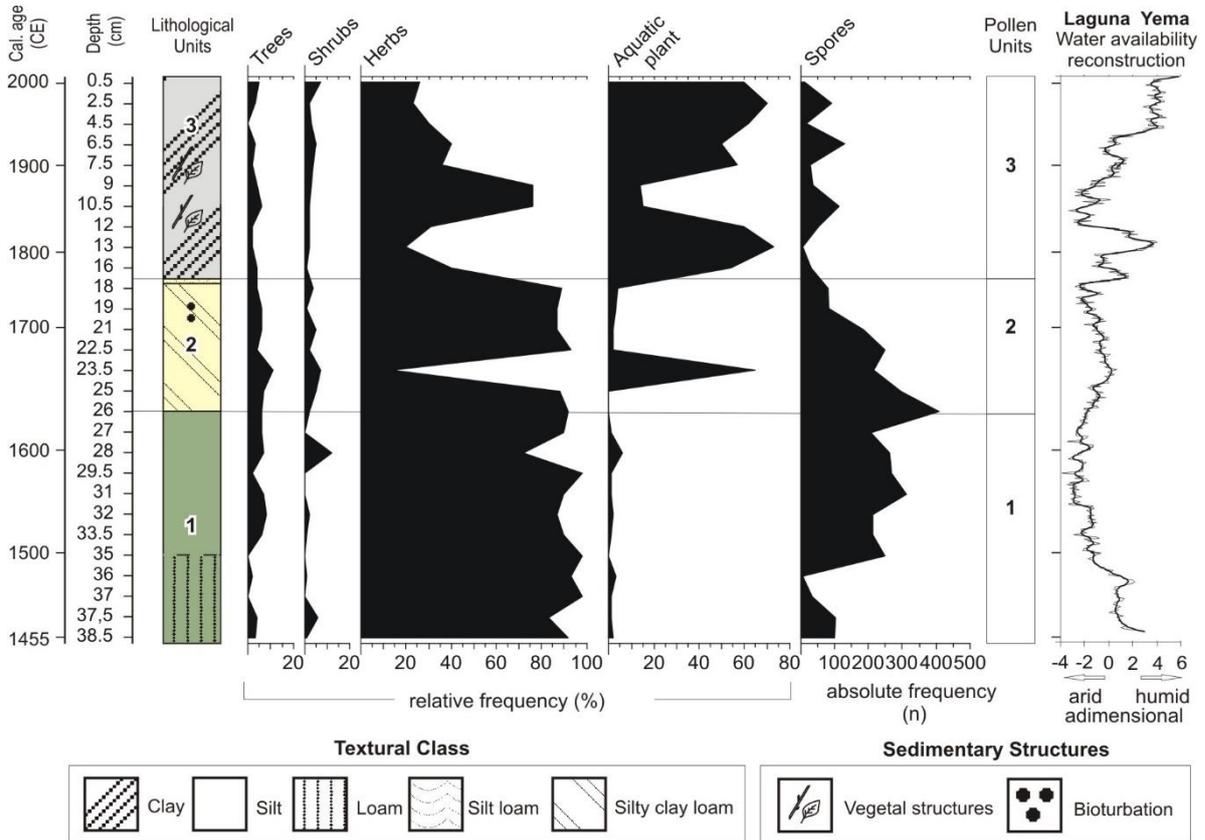


Figure 32. Stratigraphic pollen diagram summarized in the pollen groups and Laguna Yema water availability reconstruction.

The presence of livestock in the area dates back to the end of the 17th century (Gelman and Barsky, 2012), but an impact on the pollen records was not identified, probably because historically, the management type was extensive (low stocking rate) and mainly for subsistence (Valenzuela, 2002).

3.5.2 Paleoenvironmental implications and regional reconstruction

The Laguna Yema record allows the inference of changes in humidity conditions and regional environmental changes for the last 553 years. The location of each sample with respect to the new vector space defined by the PCA of geochemistry (Figure 28) indicates a specific position regarding the humidity and aridity conditions in the basin. Plotting the samples of the x coordinates allows us to reconstruct the availability of water in the Laguna Yema basin. In order to obtain a regional view of the evolution of the humidity states in the last 553 years, we used a portion of temporal and spatial reconstruction of December/January/February average precipitation anomalies (Neukom *et al.*, 2010), lake level reconstruction of Laguna Mar Chiquita (Piovano *et al.*, 2002), standardized tree-ring chronology series of dendrochronological studies in the Southern (Rio Bolsas) and Northern (Arrasayal) Upper Basins of Laguna Yema (Villalba *et al.*, 1998, 1992), and Annual (January–December) Vilama-

Coruto lake area reconstruction (Morales *et al.* 2015b), which are plotted in Figure 33. These archives were selected because they have an annual resolution and are located near the semi-arid Chaco region, at E of the South American Diagonal Arid. Through consolidation of this paleoclimatic information, three main periods were characterized:

From cal. age 1455 to 1640 CE: the sedimentological records of Laguna Yema have characteristics of a relatively humid period at the beginning. The palynological records show a reduction of the spores in this first wet phase. From 1500 to 1640 CE, an arid period, with the lowest values recorded of the sedimentologic signal, started. The pollen associations *Ambrosia*, Poaceae, and trilete spore show high relative frequencies during this stage. *Ambrosia* shows the maximum value of the core in 1563 CE, and trilete spore has its maximum value in 1631 CE. Conversely, the proportion of *Alternanthera aquatica* is reduced. These phases of initial moisture and an arid phase at the end of the period coincide with the records of Mar Chiquita lake water levels (Piovano *et al.*, 2002). The Vilama-Coruto lake area reconstruction (Morales *et al.*, 2015b) shows similar humid/arid periods with the Laguna Yema records until 1595. Afterwards, observed a period of humidity and aridity oscillations. The paleoclimatic precipitation of Neukom *et al.* (2010) shows humidity and aridity oscillations, mainly between 1590 and 1640 CE.

From cal. age 1640 to 1765 CE: the sedimentology reconstruction of the precipitation of Laguna Yema shows a long period of intermediate water availability, with an a slight increase in humidity between 1655 and 1680 CE, which was also recorded in the pollen with the increase in *A. aquatica* proportion and decrease of herbs. In 1680 the pollen types Amaranthaceae / Chenopodiaceae, Poaceae and *Ambrosia* have high proportions, probably due to the retraction of Laguna Yema. The paleoclimatic precipitation of Neukom *et al.* (2010) and The Río Bolsas dendrochronology series (Villalba, 1998) also show an intermediate water availability, with peaks of maximum humidity around the years 1705, 1730 and 1750 CE (paleoclimatic precipitation), and 1728 and 1756 CE (Rio Bolsas), possibly temporal out of sync with the Laguna Yema moisture record. The Mar Chiquita (Piovano *et al.*, 2002) and Vilama-Coruto records (Morales *et al.* 2015b) coincide with an intermediate water availability, without periods of increased humidity.

From cal. age 1765 to 2008 CE: the availability of water oscillates in the sedimentological and palinological signal in Laguna Yema records, showing a humid phase at the beginning of period until 1835, with a high proportion of *A. aquatica*, due to the expansion of Laguna Yema. Two intervals of maximum humidity around 1765 to 1780 and 1805 to 1835 CE were recorded in the sedimentological signal. From 1835 until 1855 we record a period of aridity, with a higher percentage of pollen associations of Poaceae, *Ambrosia*, and Amaranthaceae/Chenopodiaceae, when the humidity level gradually began to increase until 1945 CE. This complex Hydrological evolution during LIA (Little Ice Age) was also noted in previous work (Valero-Garcés *et al.*, 1999). The 20th century is characterized by a period of greater humidity in the basin of Laguna Yema, with a significant increasing trend of sedimentological signal, from 1945 to 2008 CE. An increase in the *A. aquatica* and a decrease in the proportions of the pollen associations Poaceae, *Ambrosia*, and Amaranthaceae/Chenopodiaceae due to lake expansion were recorded at this stage. The Laguna Mar Chiquita record, unlike the Laguna Yema records, shows oscillations in water availability at the beginning of period until 1835. From 1835 to 2008, the signals of both paleoclimatic records coincide. In the same way, the tree growth index of Ríos Bolsas and Arrasayal (Villalba *et al.*, 1992, Villalba, 1998), and the paleoclimatic precipitation (Neukom *et al.*, 2010) have coincidences in the availability of water throughout this period with the Laguna Yema records. However, they do not record the wet period corresponding to 1805-1835 CE, showing a slight reduction in humidity. In the Yala lakes (24°06'S, 65°28'W) and Laguna Seca (22°21'S,

63°52'W), which are located in the upper basin of Laguna Yema, an increase in humidity was recorded in 1960 CE as well as 1974 CE to the present (Lupo *et al.*, 2006; Fierro *et al.*, 2016). The Vilama-Coruto records also show a period with variable water availability (Morales *et al.*, 2015b), but the humidity/aridity states are inverse with respect to Laguna Yema records, especially from 1945 to 2008, with a notable decrease in humidity conditions over the years. Laguna Yema shows an increase in the sedimentation rate and the paleoclimatic signal (EV1 of the PCA of geochemistry) from 1980s to the present, coinciding with the building of a reservoir by creating embankments on the natural lake shores, and the construction of a feeding channel to increase flow of the Teuquito River.

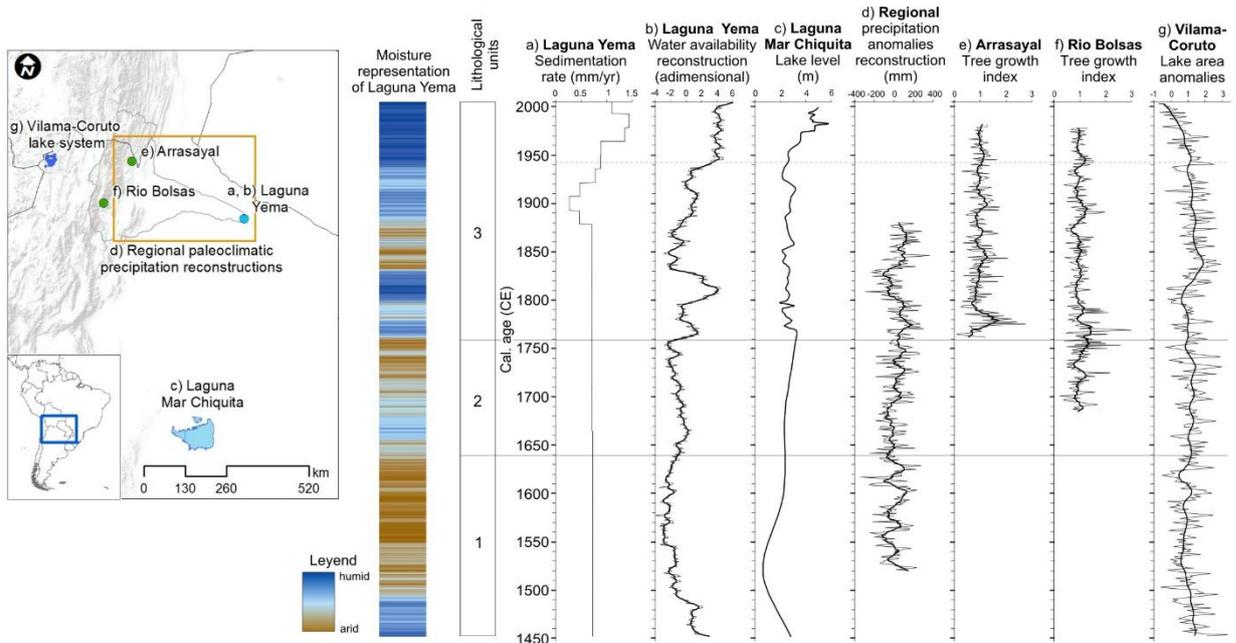


Figure 33. Palaeoenvironmental archive located in the Chaco region and Laguna Yema basin. From left to right: a) Sedimentation rate of Laguna Yema; b) Water availability reconstruction (first eigenvector of geochemistry PCA) of Laguna Yema; c) Lake level reconstruction of Laguna Mar Chiquita (Piovano *et al.*, 2002); d) Portion of Temporal and spatial reconstruction of December/January/February average precipitation anomalies (Neukom *et al.*, 2010); e) and f) Tree ring standardized growth index of dendrochronological studies in southern (Rio Bolsas) and northern (Arrasayal) upper basin (Villalba *et al.*, 1992, 1998); and g) Annual (January–December) Vilama-Coruto lake area reconstruction. Annual lake area expressed as Z score of the 1975–2007 lake area mean, based on the nine individual lakes (Morales *et al.* 2015b). Heavy dark line show smoothed series with a centered 10-year moving average.

Laguna Yema is located in the East of the South American Arid Diagonal, described by Bruniard (1982) and Piovano *et al.* (2009), where the main source of moisture is the Atlantic via the atmospheric circulation system. The moisture fluctuations registered in Laguna Yema seem to be the local response to the processes occurring on a regional scale. The archives of the Puna / Altiplano located in the South American Arid Diagonal generally offer hostile signs for the plain region (Piovano, 2009). Thus, Morales *et al.* (2015b) in the Vilama-Coruto Lake System (Lat 22°40'S) show contrast throughout the wet and dry phases, especially from 1765 to the present. The integrated studies of pollen and diatoms at Laguna Pululos (Lat 22°30'S) also indicate a contradiction to our analysis of the moisture conditions, particularly from 1660 to 1945 CE (Morales *et al.*, 2015a; Lupo *et al.*, 2007), but coincide with an increase in moisture from 1945 CE to the present. Palynological and sedimentological studies in Quebrada de Lapao (23°23'S – Oxman *et al.*, 2013), show dissimilar results to ours, with a humid period between 1500 and 1700 CE, and an arid period from 1700 to 1800 CE. In Laguna El Peinado (Lat 26°30'S), Valero-Garcés *et al.* (2003) recorded the first periods of aridity and moisture coinciding with Laguna Yema (1500 to 1830 CE), with a discrepancy beginning in 1830 CE.

The contrast identified is the effect of two atmospheric circulation systems with different sources of humidity: the South American Monsoon System (SAMS), transporting tropical and amazonic humidity from the Atlantic to east of the South American Arid Diagonal as well as the humidity coming from South Atlantic and the Pacific westerlies, both of which are transported and distributed in the South American Arid Diagonal (Mancini *et al.* 2005; Schäbitz and Liebricht 1998). Changes in the intensity of the westerlies are considered as the main cause for rainfall variability in the high Andes around 27°S (Grosjean *et al.*, 1997). The Laguna Yema records indicate that there were fluctuations in the humidity conditions during the Little Ice Age (LIA) in the Subandean Mountains and semi-arid Chaco, showing two periods of humidity (1455 to 1500 and 1655 to 1680 CE). This interpretation contrasts with paleohydrologic reconstructions that suggest arid conditions during cold periods (LIA) along the subtropical lowlands (Córdoba *et al.*, 2014; González, 1994; Piovano *et al.*, 2002). This indicates that other climatic factors could be contributing to conditions in the studied area. These climatic factors probably include moisture responding to an interconnection between the South American Monsoon System (SAMS) and South American Low Level Jet (SALLJ), which caused warm and humid air advection toward Paraguay, northern Argentina, and southern Brazil (Garreaud *et al.*, 2008; Vera *et al.*, 2006a).

3.6 Conclusions

The Laguna Yema records presented in this work constitute the first high-resolution multiproxy study of the semi-arid Chaco region. We characterized the climatic oscillations, especially in terms of moisture and aridity, that have controlled the sedimentary processes of the Laguna Yema basin for the last 553 years through interpretation of the pollen associations and differentiation of the principal sedimentological processes related to transport energy. Higher humidity conditions in the basin generate an increase in water erosion through surface runoff, transporting heavier minerals such as quartz as well as facilitating the development of aquatic vegetation due to the addition of organic matter and favorable anchoring conditions. Higher aridity conditions generate a decrease in transport energy, with the water transport of clays. In addition, regional vegetation coverage is reduced, allowing wind to have a higher capacity to mobilize lighter materials. Accordingly, retraction of the water body generates favorable conditions for the development of herbaceous vegetation and ferns on the lake edges.

The reconstructed moisture for Laguna Yema and meteorological variables showed that the main source of water is in the Upper Basin (Subandean Mountains), because this area receives higher water recharge due to rainfall, has mountains with a steep slope and friable surface materials that are eroded and then transported through a well-developed drainage network.

The developed climate model is consistent with several regional paleoclimatic studies located at E of the South American Arid Diagonal, letting us identify four main phases: i) a moisture at the beginning and arid phase at the end of period from 1455 to 1640 CE; ii) followed by an intermediate water availability phase from 1640 to 1765 CE, with an increase between 1655 and 1680 CE; iii) later, the period between 1765 to 1945 CE which has an oscillating pattern with alternating phases of moisture and aridity, and ends with a trend to increase water availability (1945 to 2008 CE).

CAPITULO 4

Sensibilidad de *Schinopsis lorentzii* para el registro temporal y espacial del clima en la región chaqueña semiárida de Argentina

4.1 Introducción

Uno de las principales problemáticas sociales y productivas de la región chaqueña semiárida es la escasez de agua (COBINABE, 2000). En parte, se debe al balance hídrico negativo de 100 a 600 mm de déficit, consecuencia de la reducida cantidad de precipitación (500 a 750 mm anuales) distribuida en los meses de noviembre a marzo y la elevada evapotranspiración propiciada por las considerables temperaturas, entre 24.7 a 28.1°C medias mensuales registradas desde octubre a marzo (Boletta, 1988). Esta deficiencia hídrica afecta directamente la disponibilidad de agua para el consumo de los habitantes de la región y complementariamente influye sobre cualquier tipo de producción agropecuaria y forestal. La observación, medición y registro continuo de los elementos meteorológicos generan series temporales que constituyen información base para estudiar los cambios y variaciones del clima y ser insumo para la generación de modelos climáticos futuros. Por lo tanto, en esta región, cualquier cambio en el patrón de precipitación durante la temporada de lluvias tendrá un fuerte impacto en los recursos hídricos, la producción y/o la gestión de riesgos hidrológicos. Si bien existen registros climáticos instrumentales en la región chaqueña, su cobertura temporal es reducida, raramente contienen registros que exceden los 60 años y adicionalmente, en algunas estaciones meteorológicas, la medición no es continua. Complementariamente, las estaciones meteorológicas no se encuentran homogéneamente distribuidas, sino que generalmente están ligadas a estaciones de ferrocarril, estaciones agropecuarias u oficinas de organismos provinciales, por lo que existe la notable ausencia de datos climáticos a lo largo de extensas áreas de la región chaqueña.

En este sentido, una de las ciencias que mayormente se utiliza para inferir el clima en zonas deficitarias de datos instrumentales es la dendrocronología (Gr. dendron, árbol; chronos, tiempo; logos, estudio), la cual posee como rama específica la dendroclimatología o el estudio del clima a través de la datación de anillos de árboles (Gr. dendron, árbol; Klima, inclinación del sol y por extensión: clima; logos, estudio). La dendrocronología es una técnica que utiliza el crecimiento radial anual de los árboles (o arbustos leñosos) para inferir, con resolución anual o incluso estacional, el clima pasado y/o los cambios ecológicos en un determinado sitio (Fritts, 1976). Las ventajas de utilizar anillos de crecimiento es que la información contenida en el leño muchas veces excede en el tiempo a las mediciones instrumentales, se registran las condiciones climáticas en sitios que son independientes de instalaciones, infraestructura o asentamientos humanos y además el registro es invariablemente continuo. Por ello, las cronologías de ancho de anillos constituyen una pieza de información de gran interés que permiten reconstruir las variaciones climáticas pasadas en escalas de cientos a miles de años (Villalba, 2000).

Las cronologías de ancho de anillos poseen una notable distribución espacial y temporal en el Hemisferio Norte (particularmente América del Norte y Europa). Sin embargo, la contribución del Hemisferio Sur a la dendrocronología y dendroclimatología para evaluar las condiciones climáticas del pasado ha sido mucho más limitada (Villalba, 2000). En América del Sur, hasta hace poco menos de 40 años, la gran mayoría de cronologías se limitaban geográficamente a los Andes australes de Argentina y Chile (Boninsegna *et al.*, 2009), en donde la marcada estacionalidad permite tener una amplia cantidad de especies a seleccionar para los estudios, ya que poseen anillos de crecimiento visibles y sensibles climáticamente. Durante los inicios de la dendrocronología se asumió que las especies de

regiones tropicales y subtropicales, debido a la reducida estacionalidad térmica, no formaban bandas de crecimiento anuales distinguibles, y eventualmente si era posible identificarlas, no siempre correspondían a un ciclo anual, formándose más de una banda de crecimiento por año. Esto retrasó significativamente el desarrollo de cronologías en estas zonas (Jacoby, 1989; Worbes, 1995). Sin embargo, diversos estudios demuestran que algunas especies de regiones tropicales o subtropicales generan dormancia cambial e inducen la formación de anillos de crecimiento anuales definidos, a causa de una marcada estacionalidad en las precipitaciones, con una estación seca pronunciada (Ferrero *et al.*, 2014; Fichtler, 2015; López y Villalba, 2011), tal como sucede en la región chaqueña. Uno de los géneros que posee características anatómicas adecuadas para la implementación de las técnicas dendrocronológicas es *Schinopsis* spp. López y Villalba (2016) realizaron cronologías con *Schinopsis brasiliensis*, en el Distrito Chiquitano de Bolivia, mientras que Carvalho Nogueira *et al.* (2018) realizaron estudios dendrocronológicos para la misma especie en la provincia fitogeográfica de Caatinga (Brasil). Hasta la actualidad, solo una cronología de la especie *Schinopsis lorentzii* fue reportada para la región chaqueña de Argentina por Ferrero y Villalba (2009), registrando satisfactoriamente las variaciones climáticas regionales.

Considerando la potencialidad dendrocronológica que posee *Schinopsis lorentzii* (Griseb.) Engl. y su amplia distribución en la región chaqueña de Argentina, el objetivo del trabajo fue realizar cronologías de ancho de anillos, determinar los incrementos radiales y evaluar la sensibilidad del crecimiento a las variaciones mensuales, estacionales y anuales de las condiciones locales de precipitación y temperatura en tres sitios de muestreo en el Chaco semiárido. Adicionalmente se investigaron las respuestas de las cronologías a las variaciones climáticas a escala regional.

4.2 Materiales y métodos

4.2.1 Ubicación

El Gran Chaco Americano es uno de las formaciones boscosas con mayor superficie dentro de Sudamérica después de la selva amazónica (The Nature Conservancy *et al.*, 2005), ocupando una superficie total de 1,081,000 km² en los países de Argentina, Bolivia, Paraguay y una porción de Brasil (Figura 34). Dentro de esta ecorregión se pueden apreciar formaciones boscosas con rasgos diferenciables entre sí, entre ellas la sub-ecorregión chaqueña semiárida argentina que se extiende entre los 65.5° y 59°O de longitud y los 22° y 31.2°S de latitud, con una superficie de 290,919 km².

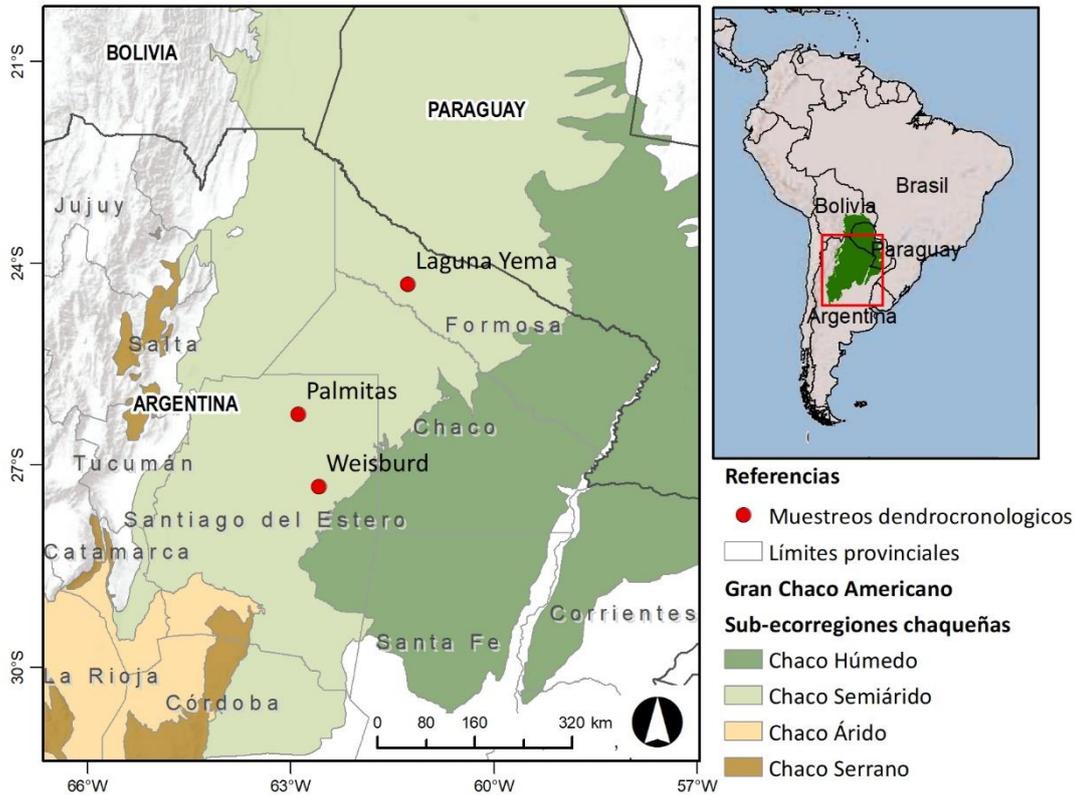


Figura 34. Área de estudio del Gran Chaco Americano y las sub-ecorregiones. Ubicación de los sitios de muestreo dendrocronológico dentro de sub-ecorregión del Chaco semiárido de Argentina (Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 2005; The Nature Conservancy *et al.*, 2005).

4.2.2 Circulación atmosférica global y clima local

La distribución del clima en América del Sur está relacionada con la circulación atmosférica global y la proximidad del Océano Atlántico Sur y Océano Pacífico Sur y fuertemente afectada por la presencia de los Andes (Cerveny, 1998). Los vientos alisios en la región ecuatorial de ambos hemisferios forman la zona de convergencia intertropical (ITCZ), en donde se genera abundante nubosidad y precipitaciones; la posición de la ITCZ varía en el verano austral desplazándose hacia su posición más austral (1°N). Asociado a estos centros de baja presión sobre el Ecuador, se encuentran centros de subsidencia o de alta presión sobre los océanos subtropicales, manteniendo en el Atlántico una célula semipermanente llamada Anticiclón de Atlántico Sur (SAA). Este anticiclón produce flujos anti-horarios por lo que la humedad se transporta desde el Atlántico tropical hacia el continente tropical y luego hacia el sureste, llegando al Océano Atlántico en latitudes subtropicales (Figura 35; Garreaud *et al.*, 2009; Marengo *et al.* 2012; Silva y Carvalho, 2007). Este centro de alta presión denominado Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ), modula la intensidad y ubicación de la lluvia de verano (Carvalho *et al.*, 2004). Estos sistemas en conjunto generan una fuerte variabilidad estacional de la precipitación en América del Sur y se lo conoce como sistema del monzón sudamericano (SAMS, South American Monsoon System) (Zhou y Lau, 1998). Como resultado del intenso calentamiento convectivo sobre el Amazonas, se genera un centro de alta presión centrado a los 15°S llamado Alta Boliviana (BH, Figura 35a; Kousky y Gan, 1981; Lenters y Cook, 1997; Virji, 1981). Adicionalmente, la intensa radiación solar durante el verano austral de las planicies chaqueñas, genera un centro de baja presión (Figura 35b), denominado Baja del Chaco, que se ubica en el centro sur del continente (Prohaska, 1976). El gradiente de presión resultante entre la Baja del Chaco y la BH favorece

el flujo de masas de aire desde el norte, incrementado por el efecto de los Andes. Como consecuencia de esta barrera topográfica, se desarrolla un chorro de capas bajas (SALLJ, South American Low-Level Jet) (Figura 35b) que conecta la región continental tropical con latitudes subtropicales (Vera *et al.* 2006a), advectando aire cálido y húmedo hacia Paraguay, norte de Argentina y sur de Brasil incluyendo la cuenca del Plata (Boers *et al.* 2014; Labraga *et al.* 2000; Nogués-Paegle y Mo, 1997; Vera *et al.*, 2006a). Complementariamente, alteraciones climáticas como la Oscilación del Sur de El Niño (ENSO), pueden afectar el patrón de precipitación general durante el SAMS, influyendo particularmente sobre la posición del SACZ y, por lo tanto, la entrada de humedad al continente, sobre todo a las regiones subtropicales el sudeste de América del Sur (SESA) y el Noroeste de Argentina (Garreaud y Aceituno 2001; Madden y Julian 1971; Mantua y Hare 2002; Vuille *et al.* 2000).

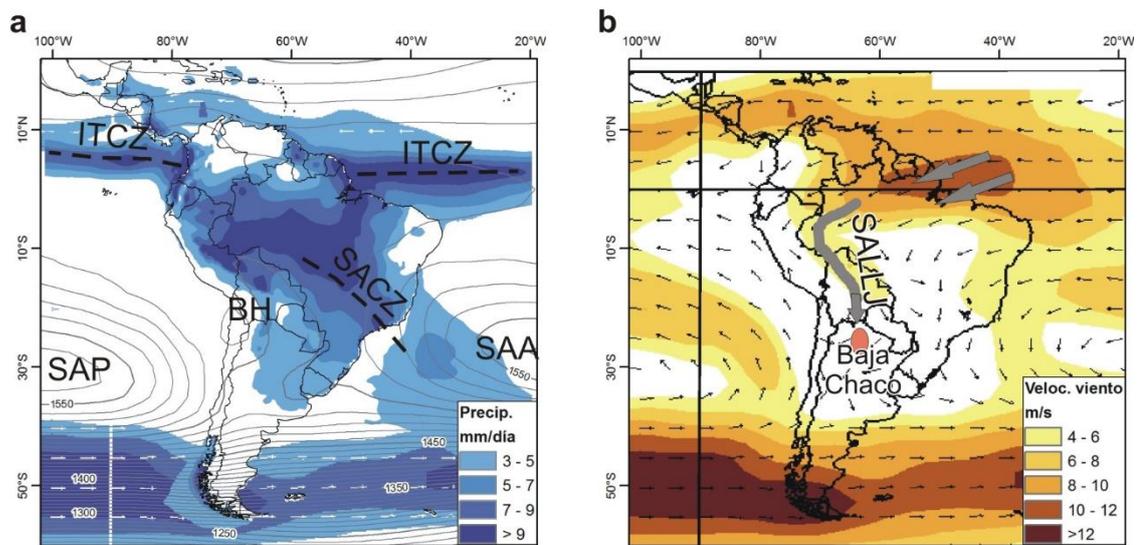


Figura 35. Circulación atmosférica durante el verano en América del Sur. a) Precipitación de superficie (colores) y altura geopotencial a 850hPa (isolíneas) (diciembre-febrero); b) velocidad (colores) y flujo del viento (flechas) a 850 hPa (diciembre-febrero). Período considerado 1980-2010. ITCZ: Zona de Convergencia Intertropical, SACZ: Zona de Convergencia del Atlántico Sur, SAP: Anticiclón del Pacífico Sur, SAA: Anticiclón de Atlántico Sur, SALLJ: Corriente en Chorro de Capas Bajas y BH: centro de alta presión boliviana. Los datos de precipitación mensual fueron extraídos del CRU TS4.02 (<http://www.cru.uea.ac.uk/data/>); la altura geopotencial, velocidad y dirección de viento fueron extraídos del NCEP/NCAR (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/>).

En el Chaco semiárido argentino, las temperaturas medias anuales alcanzan 23.3°C al norte y de 18.6°C en la zona austral; las temperaturas máximas y mínimas anuales rondan 30.1°C y 16.9°C al norte y 26.3°C y 12.9°C al sur de la sub-ecorregión (Alvarez Francoso *et al.*, 2014). El clima es marcadamente monzónico; alrededor del 80% de la precipitación anual se produce entre noviembre-diciembre a marzo, cuando el SAMS está en su fase madura (Bianchi, 1981; Boers *et al.*, 2015; Boletta, 1988; Halloy, 1982; Rohmeder, 1943), mientras que la estación seca se desarrolla entre los meses de abril a octubre (Figura 36). Para describir de manera específica la información climática de cada sitio de donde se extrajeron las muestras dendrocronológicas, se seleccionaron las estaciones meteorológicas de Laguna Yema y Las Lomitas (cercasas al sitio Laguna Yema), Tolloche y Rivadavia (cercasas a Las Palmitas) y Quimilí y Santiago del Estero (cercasas al sitio Weisburd), en donde se distinguen diferencias en los valores totales de precipitación media (Figura 36) y una tendencia general de aumento de la misma (Figura 37).

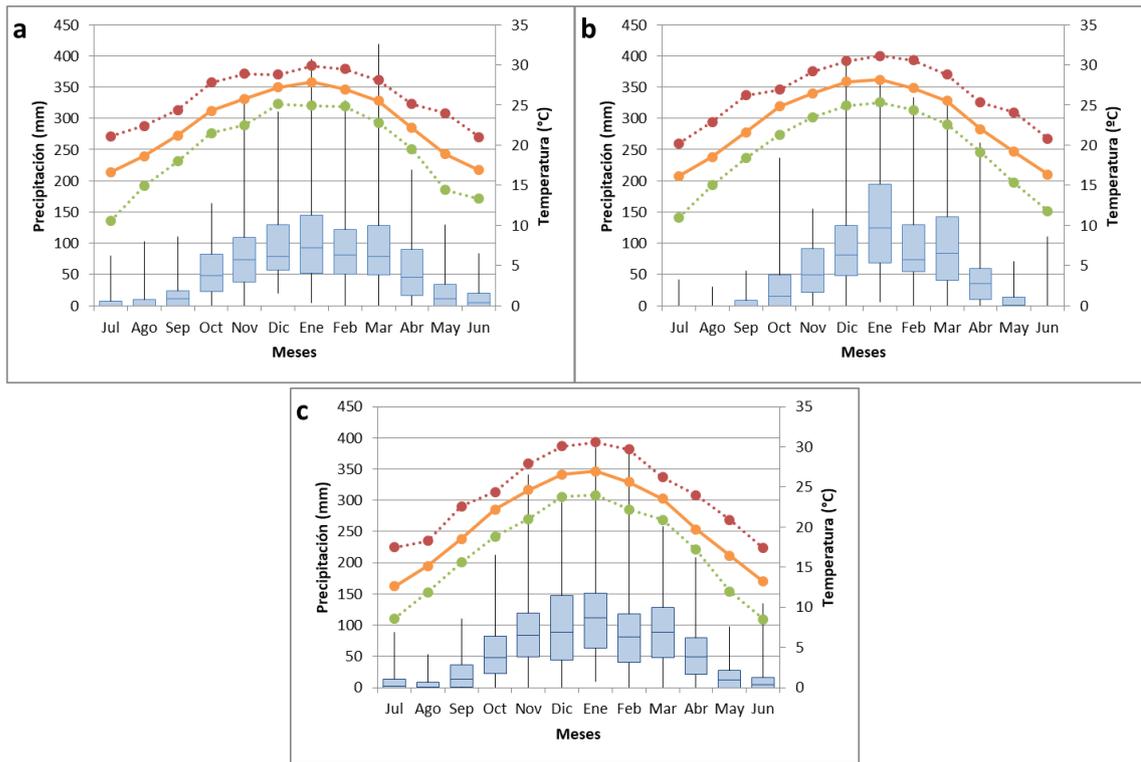


Figura 36. Climogramas de sectores cercanos a los sitios de muestreo dendrocronológico (ver Figura 40). a) Datos de precipitación de la estación meteorológica Laguna Yema y temperatura de Las Lomitas; b) precipitación de la estación meteorológica Tolloche y temperatura de estación Rivadavia (cercasas a Las Palmitas); c) precipitación de Quimilí y temperatura de Santiago del Estero (cercasas a Weisburd). Precipitación (diagramas de cajas); temperatura máxima (línea de puntos roja), media (línea continua naranja) y mínima (línea de puntos verde).

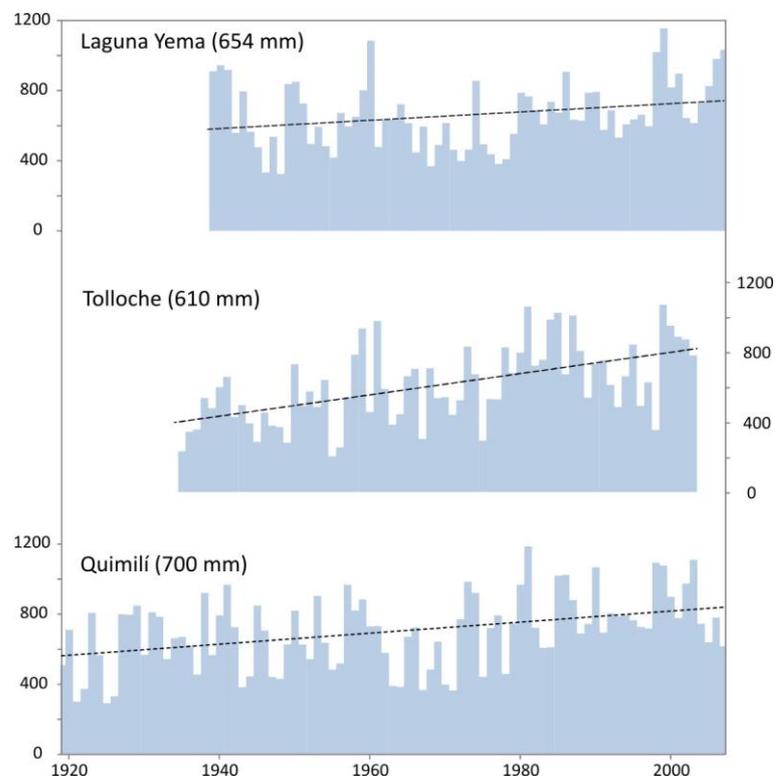


Figura 37. Variaciones anuales (julio-junio) de la precipitación de las estaciones meteorológicas: Laguna Yema (1934-2007), Tolloche (1935-2004) y Quimilí (1919-2007). En línea de puntos se muestra la tendencia lineal de la precipitación; en paréntesis la precipitación anual promedio de cada período analizado.

La precipitación media anual en el Chaco semiárido alcanza los 700-750 mm en los extremos este (límite con el Chaco húmedo) y oeste (límite con las sierras sub-andinas), mientras que en la zona central la precipitación sólo alcanza los 500 mm anuales (Acuña *et al*, 2012) (Figura 38). Las bajas precipitaciones sumadas a las altas temperaturas, determinan que la región posea un balance hídrico deficitario, lo que genera que el Chaco semiárido presente características únicas dentro de los biomas de América del Sur.

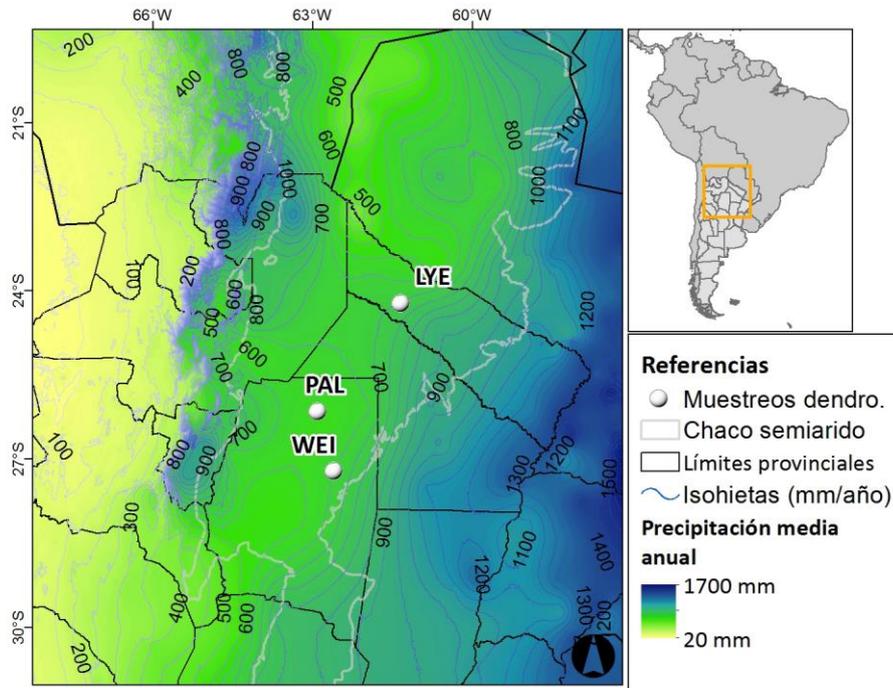


Figura 38. Variabilidad espacial de la precipitación anual media (1970-2000) en la sub-ecoregión chaqueña semiárida, basados en datos de WorldClim v2 (Fick y Hijmans, 2017). Se indica la ubicación de los sitios de muestreo dendrocronológico (LYE: Laguna Yema; PAL: Las Palmitas; WEI: Weisburd).

4.2.3 Historia del uso forestal, vegetación natural y características de la especie arbórea de estudio

El Chaco semiárido cuenta con una extensa historia de uso, la cual se describe en detalle en la sección 1.3.5.

Las asociaciones vegetales predominantes del Chaco semiárido están formadas por un mosaico de pastizales, arbustales y bosques semicaducifolios. Las especies arbóreas que dominan el estrato arbóreo superior constituyen un grupo de 14 especies, siendo las principales *Schinopsis lorentzii* (Quebracho colorado santiagueño), *Aspidosperma quebracho-blanco* (Quebracho blanco), *Bulnesia* spp (Palo santo) y *Prosopis* spp (Algarrobo), las cuales se caracterizan por poseer madera de alta densidad (1-1.2 g/cm³).

La gran mayoría de las especies arbóreas del Chaco semiárido muestran una baja tasa de crecimiento (Giménez y Moglia, 1993; Giménez y Ríos, 1999). Debido a esta característica singular de las especies forestales, el uso de anillos de crecimiento posee mayor complejidad. Sin embargo, estudios efectuados por Ferrero *et al.* (2014) cuantifican la potencialidad de diversas especies de la región chaqueña para ser empleadas en estudios dendrocronológicos. Dentro de estas especies se encuentra *Schinopsis lorentzii* (Anacardiácea), la cual posee rasgos anatómicos que permiten la identificación de los anillos de crecimiento. Los anillos anuales en esta especie se definen por la

presencia de abundantes fibras aplanadas al final de la estación de crecimiento, seguidas de una ligera banda de dos a tres filas de parénquima inicial (primavera), presentando porosidad difusa a semicircular, con vasos cortos solitarios o múltiples y escaso parénquima paravascular (Ferrero y Villalba, 2009). *Schinopsis lorentzii* es una especie mesoxerófila, heliófila y que requiere de suelos no inundables. Posee un crecimiento lento y tiene un ciclo de vida longevo, presentando un duramen con un peso específico de 1.170 kg/m³ (Tortorelli, 2009). La fenología foliar de esta especie en la región chaqueña semiárida se caracteriza por poseer un inicio de foliación en noviembre con los primordios foliares, seguida de un estado de hoja tierna en diciembre, una coexistencia de hoja tierna con hoja madura desde enero a mediados de abril y finalizando el estado fenológico foliar madura a mediados de julio, siendo los meses de agosto, septiembre y octubre cuando se produce la caída de la hoja, presentando escasa descarga el primer mes y medio (Martin *et al.*, 1997). La presencia de follaje y sus diferentes estados fenológicos está directamente relacionada a la generación de sustancias alimenticias para la planta debido a la actividad de la clorofila, y por consiguiente al potencial crecimiento del árbol. La floración inicia a mediados de enero y se prolonga hasta finales de febrero, principio de marzo, iniciado en ese momento el estado fenológico de fructificación que finaliza a mediados de mayo, seguido de la maduración del fruto y caída que se prolonga hasta principios de octubre (Martin *et al.*, 2001). La especie posee una amplia distribución en la porción occidental del parque chaqueño, siendo una de las especies dominantes del estrato superior del bosque, con una altura media de 25m y diámetros que superan los 1.5m.

4.2.4 Muestreo dendrocronológico y caracterización de los sitios

Se identificaron tres sitios para la recolección de muestras dendrocronológicas. La selección de los sitios fue definida siguiendo una gradiente latitudinal (Norte-Sur) en la sub-ecorregión chaqueña semiárida de Argentina (Figura 34). Entre los meses de abril y julio de 2008 se recolectaron 21 secciones transversales de quebracho colorado (*S. lorentzii*) próximos a la localidad de **Laguna Yema** (24°17'35"S; 61°16'14"O) (Figura 39a y b), en adelante el sitio se menciona como **LYE**; 13 secciones transversales en el paraje **Las Palmitas** (26°14'24"S; 62°53'25"O) (Figura 39e y f), en adelante denominado **PAL**; y 19 secciones transversales en la localidad de **Weisburd** (27°18'50"S; 62°33'44"O) (Figura 39c y d), en adelante **WEI**. En el caso de WEI y PAL, las secciones transversales de quebracho colorado fueron extraídas de los tocones remanentes de un aprovechamiento forestal en un radio aproximado de 500 m. En LYE, las muestras fueron cortadas de árboles abatidos producto de un proceso de desmonte. La extracción se llevó a cabo mediante el empleo de motosierra de mediana cilindrada (59 cm³ y 4.6 CV).



Figura 39. Documentación fotográfica de los sitios muestreados y las muestras recolectadas. a) área circundante del desmonte en donde se extrajeron las muestras dendrocronológicas de LYE (Laguna Yema); b) sección transversal de *Schinopsis lorentzii* de LYE; c) extracción de rodaja a partir de un tocón de aprovechamiento forestal en WEI (Weisburd); d) sitio de muestreo WEI; e) individuo vivo de quebracho colorado en el sitio PAL (Las Palmitas); f) desbaste con sierra sin fin para reducir el espesor de las muestras.

En el sitio LYE (provincia de Formosa) la asociación de suelos corresponde al orden Alfisoles, Haplustalfes tipo (ASTc-3), de textura franco limosa a franco arcillo limosa, de drenaje imperfecto con ligera alcalinidad y un índice de productividad cartográfica (IPC) de 25 (Moscatelli *et al.*, 1990; Panigatti, 2010). El sitio de muestreo se encuentra sobre derrames hídricos naturales superficiales, con susceptibilidad de anegamiento y ubicado a 7 km de una laguna natural (Laguna Yema). La asociación

vegetal del sitio corresponde a un bosque degradado con individuos de quebracho colorado de tamaños medios (10-30 cm de diámetro). En los últimos 25 años se extrajo madera de la zona para postes y hacia 2008 se efectuó un desmonte, habilitando las tierras para producción agropecuaria.

En el sitio PAL (provincia de Santiago del Estero) la asociación de suelos corresponde a un Molisol, Argiustoles arídico cálcico (MKai-1), de textura franca, bien drenado, no sódico, con un IPC de 78 (Moscatelli *et al.*, 1990; Panigatti, 2010). El bosque presente en este sitio tiene rastros de una explotación forestal histórica, estando dentro de la misma cuenca forestal que WEI, es decir dentro del mismo sistema productivo forestal (producción primaria y madera procesada). En el sitio se encontraron quebrachos colorados de reducidos diámetros (15 cm en promedio). Actualmente el lugar corresponde a cuarteles de aprovechamiento forestal para la producción de durmientes y madera para aserrado de exportación.

Finalmente, el sitio WEI (provincia de Santiago del Estero) se emplaza sobre una asociación de suelos del orden Molisoles, Haplustoles típico (MNtc-4), de textura franca a franca arcillo limosa, bien drenado, no sódico, con 95 de IPC (Moscatelli *et al.*, 1990; Panigatti, 2010). En este sitio se aprecia un monte bajo con presencia de especies arbóreas y arbustivas, tales como: *Schinopsis lorentzii*, *Aspidosperma quebracho-blanco*, *Tabebuia nodosa*, *Celtis* spp., *Caesalpinia paraguariensis*, *Geoffroea decorticans*, *Ruprechtia triflora*, *Ziziphus mistol* y varias Capparaceae. El campo, propiedad de la Cooperativa de Trabajo Mariano Moreno, se encuentra actualmente bajo aprovechamiento forestal para la producción de postes, presentando también rastros de explotación forestal histórica debido a la existencia de la empresa taninera Weisburd y Cía. radicada en 1941 y funcionando a máxima operatividad por un lapso de 12 años (Zarrilli, 2008).

4.2.5 Procesamiento de muestras y desarrollo de cronologías

Las secciones transversales de *Schinopsis lorentzii* que presentaron un espesor mayor a 3 cm fueron reducidas mediante el empleo de sierra sin fin, permitiendo de este modo una manipulación más cómoda para los traslados y los subsiguientes procesamientos. El procesamiento en laboratorio de las muestras se realizó mediante el empleo de técnicas estandarizadas para muestras dendrocronológicas (Stokes y Smiley, 1968). Las rodajas fueron pulidas con lijadora de banda y lijadora orbital manual con lijas de grano decreciente, de 100 a 600 para lograr una correcta observación de los límites de los anillos anuales. Los anillos de crecimiento fueron identificados y datados, asignando el año calendario a cada uno de los anillos de crecimiento, de acuerdo a la convención de Schulman (1956) para el Hemisferio Sur. Para cada rodaja se tomaron dos radios distanciados a un ángulo de 90°, salvo las muestras que tenían deformaciones o alteraciones físicas que impedían la medición de un segundo radio. Después de que todos los anillos de ambos radios de una muestra estuvieron fechados se realizó la verificación visual entre radios de la misma rodaja para identificar anillos dobles, falsos anillos o anillos no identificados previamente. El espesor de cada anillo anual se midió bajo una lupa binocular con una precisión de 0.001 mm, empleando una mesa micrométrica digital deslizante (provista por la Facultad de Ciencias Forestales - UNSE). El fechado visual fue controlado mediante el programa COFECHA v6.06 (Holmes, 1983), el cual detecta errores en la datación cruzada de las series individuales. Las series de ancho de anillos corregidas fueron estandarizadas usando el programa ARSTAN V44h3 (Cook y Krusic, 2014), con la finalidad de reducir las tendencias biológicas de crecimiento, remover los disturbios que afectan el incremento diamétrico en los árboles individuales y minimizar las variaciones de crecimiento que no son comunes al rodal y no están relacionadas con el clima (Fritts, 1976). Las estandarizaciones aplicadas y examinadas fueron: spline dependiente de la edad -ADS-, según sus siglas en inglés (Melvin *et al.*, 2007), exponencial negativa (Fritts *et al.*, 1969) y

spline cúbico flexible de 100 años (Cook y Peters, 1981). La estandarización ADS es más flexible en la parte temprana de la serie (cerca a la médula) y se vuelve cada vez más rígida en la parte posterior (cerca a la corteza). En consecuencia, ajusta más eficientemente los mayores crecimientos de los primeros años (porque tienen mayor incremento) que los crecimientos en los últimos años (O'Donnell *et al.*, 2015). La estandarización exponencial negativa es un método de estandarización conservador que ajusta una curva exponencial negativa o lineal con pendiente positiva o negativa a cada serie individual y luego se divide cada valor anual de medición entre el valor obtenido de la curva (Fritts *et al.*, 1969). Esta función presenta la característica de describir de forma simple el patrón de crecimiento general en especies arbóreas (Phipps, 1982). El método del spline cúbico flexible es más eficiente para eliminar tanto la tendencia a largo plazo como el efecto de eventos de perturbación locales, pero con el riesgo de eliminar la posible información climática de baja frecuencia (Cook *et al.*, 1990, Peterson y Peterson 1994). En todos los casos se aplicó un modelo de estabilización de la varianza, que elimina los cambios en la varianza debido a cambios en la replicación de las muestras (Osborn *et al.*, 1997).

Las cronologías individuales resultantes del proceso de estandarización para cada serie de ancho de anillos fueron promediadas para obtener una serie cronológica estándar (“cronología”), que representa las variaciones interanuales comunes en el crecimiento de *S. lorentzii* en cada sitio de muestreo a lo largo del tiempo (Fritts, 1976).

La calidad de las cronologías construidas para cada sitio fue evaluada mediante: i) la sensibilidad media, que es una medida de la variabilidad de un año a otro en el ancho del anillo (Fritts, 1976); ii) el promedio de la correlación de las series con la serie maestra, ajustada mediante la eliminación de la serie que está siendo testada. En general, los valores superiores a 0.50 son deseables para la correlación media entre series, pero este valor dependerá de la especie examinada, la ubicación geográfica y el clima regional; iii) R-bar, que representa la correlación media entre todos los pares de series, calculados a lo largo de un intervalo de tiempo de ventana específico, entre todas las series de anillos de árboles de una cronología individual (Briffa, 1995); iv) la señal expresada de la población (EPS - Expressed Population Signal), que estima el grado en que una cronología particular se asemeja a una cronología hipotética infinitamente replicada (Briffa, 1995). Un umbral para EPS de 0.85 se considera adecuado para reflejar la señal de crecimiento común (Wigley *et al.*, 1984). Para la estimación de R-bar y EPS se empleó una ventana temporal de 50 años con una superposición de 25 años entre ventanas adyacentes. A fin de analizar la posible existencia de cambios en la varianza del crecimiento de las cronologías a lo largo del tiempo, se utilizó el test de Levene. Este test es esencialmente un análisis de varianza (ANOVA) realizado sobre las desviaciones de las medias grupales (Levene, 1960).

La Identificación de cambios significativos en los valores medios (periodos de altos/bajos crecimientos) en las cronologías de ancho de anillos se llevó a cabo utilizando una técnica de detección de cambio de régimen simple (Rodionov, 2004) con una longitud de segmento de corte $l = 5$ años, un nivel de probabilidad objetivo $p = 0.5$ y un parámetro de peso Hubert $h = 1$.

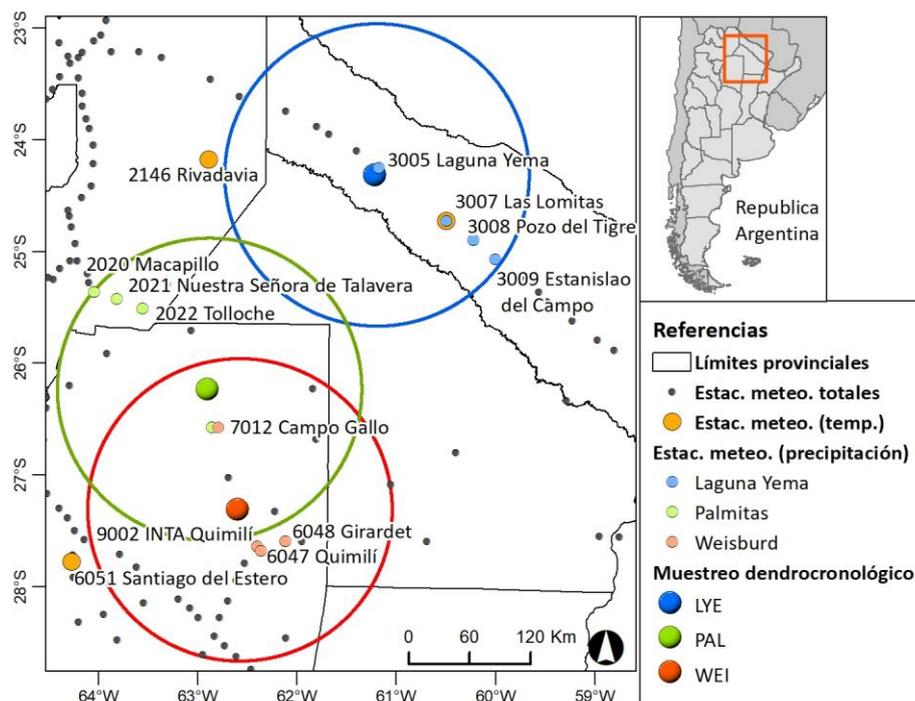
4.2.6 Análisis de los datos climáticos

Se llevó a cabo una exhaustiva recopilación de los registros existentes de precipitación y temperatura. Para los registros de precipitación se utilizaron las bases de datos climáticas de: Bianchi y Yáñez (1992), Acuña *et al.* (2012), Servicio Meteorológico Nacional (SMN), Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) y Centro de Validación de Tecnologías Agropecuarias (CEDEVA), constituyendo un total de 731 estaciones meteorológicas con datos de precipitación mensual disponibles para los análisis.

Como primer paso se seleccionaron aquellas estaciones de precipitación que contaran con más de 55 años de datos mensuales. Este criterio no fue tomado arbitrariamente, sino que la mayoría de las estaciones colectadas por Bianchi y Yáñez (1992) y posteriormente por Acuña *et al.* (2012) cuentan con al menos 56 años de datos (1934-1990). Un segundo filtrado consistió en descartar aquellas estaciones que presentaran más del 5% de datos ausentes (Apéndice VI). Se realizaron análisis de correlación entre todas las estaciones para determinar el comportamiento individual y regional de las series de precipitación. Este procedimiento generó una matriz de correlación donde las correlaciones positivas y significativas ($r > 0.50$, $p < 0.001$) entre dos o más estaciones conforman un grupo y se considera que presentan un comportamiento similar.

Para identificar aquellas estaciones meteorológicas que pudieran tener influencia sobre el crecimiento de los árboles de los sitios de muestreo, se realizó una selección de las estaciones estableciendo una distancia máxima entre las estaciones y cada sitio de muestreo de 150 km (Figura 40). Esta distancia permite asumir con cierta aproximación, que los valores de precipitación registrados en las estaciones representen la señal local cercana al sitio de muestreo. Teniendo en cuenta estas restricciones espaciales, se identificaron 12 estaciones meteorológicas para ser correlacionadas con las cronologías de ancho de anillos (Figura 40). Si la correlación era altamente significativa ($p < 0.001$) entre las series climáticas de un sitio, se construyó una serie zonal promediando los valores estandarizados (z-scores) de cada una de las series climáticas, con el propósito de mantener la variabilidad, pero minimizando las diferencias en los valores absolutos (puesto que dos estaciones pueden presentar similares variaciones interanuales, pero diferentes valores totales de precipitación).

Para el caso de los registros de temperatura, se cuenta con mucha menor información a nivel nacional. Para las series de temperatura solo se estableció como requisito que las bases de datos tengan más de 55 años de información mensual continua y sin faltantes, sin tener en cuenta la restricción espacial de proximidad a los sitios de muestreo. Se seleccionaron tres estaciones de temperatura para correlacionar con las cronologías de ancho de anillos. Los datos de las estaciones de Rivadavia y Santiago del Estero inician en 1931 y finalizan en 1992 y 2007 respectivamente, mientras Las Lomitas inicia el registro en 1953 hasta 2007, contando con la menor cantidad de datos (55 años) (Figura 40).



Registros de precipitación

Sitio cercano	ID	Estación meteorológica	Periodo	Cantidad años
LYE	3005	Laguna Yema	1938-1993	56
	3007	Las Lomitas	1934-2007	74
	3008	Pozo del Tigre	1934-1990	57
	3009	Estanislao del Campo	1934-1990	57
PAL	2020	Macapillo	1935-1990	56
	2021	Nuestra Señora de Talavera	1934-1990	57
	2022	Tolloche	1934-2003	70
	7012	Campo Gallo	1925-2004	80
WEI	6048	Girardet	1919-1977	59
	6047	Quimilí	1919-2004	86
	7012	Campo Gallo	1925-2004	80
	9002	INTA Quimilí	1918-2007	90

Registros de temperatura

ID	Estación meteorológica	Periodo	Cantidad años
3007	Las Lomitas	1953-2007	55
2146	Rivadavia	1931-1992	62
6051	Santiago del Estero	1931-2007	77

Figura 40. Ubicación y descripción de las estaciones meteorológicas empleadas. En círculos pequeños grises se señala el total de estaciones; en círculos medianos las estaciones con datos de precipitación que se encuentran en un radio de 150 km alrededor de los sitios de muestreo LYE (azul), PAL (verde) y WEI (rojo); y en círculos anaranjados se indican las estaciones meteorológicas con registros de temperatura.

4.2.7 Relaciones entre crecimiento y variables climáticas locales

Para analizar la influencia de las variables climáticas locales sobre el crecimiento radial, en los tres sitios de muestreo, se efectuaron análisis de correlación de Pearson (Pearson, 1895; 1990; Rodgers y Nicewander, 1988) entre las cronologías de ancho de anillos y las variables climáticas de precipitación zonal (promedios de valores estandarizados de las estaciones próximas a los sitios de muestreo) y las variables de temperatura. Tanto para las series de precipitación como de temperatura, los datos se agruparon de la siguiente manera: 1) mensuales, 2) anuales (desde julio año anterior hasta junio del año corriente -12 meses-), 3) meses con mayores precipitaciones y más elevadas temperaturas (diciembre, enero y febrero –DEF), 4) meses previos al inicio del crecimiento (octubre, noviembre y diciembre -OND-) y 5) 24 meses abarcando el periodo de crecimiento previo y actual, iniciando en julio y finalizando en junio del año que el anillo de crecimiento fue formado (julio_{t-1} hasta junio_{t+1}). En el caso de los registros mensuales de OND (4) se tomó este criterio puesto que el desarrollo foliar, y por lo tanto el crecimiento leñoso, comienza en los meses de noviembre-diciembre; octubre fue también seleccionado puesto que en este mes es cuando comienza la época de lluvia, por lo que las lluvias acumuladas podrían afectar al crecimiento el mes siguiente. Todos los análisis de correlación se llevaron a cabo haciendo coincidir los años de cada par de series y, complementariamente, desfasando un año posterior las series climáticas (lag+1), para eventualmente identificar alguna influencia del clima sobre el crecimiento del año siguiente.

4.2.8 Relaciones entre crecimiento y variables climáticas regionales

A fin de determinar las señales climáticas regionales en las series dendrocronológicas, se realizaron análisis de correlación con registros del índice multivariado de ENSO (MEI – Multivariate ENSO Index) y el índice de severidad de la sequía de Palmer autocalibrado (PDSI - Palmer Drought Severity Index). El MEI es una medida multivariada de la señal de El Niño Oscilación del Sur (ENSO - El Niño–Southern Oscillation), la cual es calculada de forma bimestral a través de seis variables principales observadas en el Pacífico tropical (Wolter y Timlin, 1998). Los datos mensuales de MEI fueron obtenidos de <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei.old> para el período 1871-2007. El PDSI es un índice mensual que utiliza datos de temperatura y precipitación grilladas (0.5x0.5°), permitiendo la identificación de estados de humedad (valores positivos) como de déficit hídrico (valores negativos) (Wells *et al.*, 2004; Dai *et al.*, 2017). Se tomó el PDSI para los puntos de cuadrícula más cercanos a los sitios de estudio. Los datos mensuales de PDSI fueron obtenidos de <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/drought> para el período 1901 a 2007.

Se efectuaron análisis espaciales de correlación entre las cronologías de ancho de anillos y las variables de precipitación y temperatura del CRU TS 4.02 con resolución espacial de 0.5x0.5°, índice de sequía de Palmer autocalibrado con resolución de 0.5x0.5° y la radiación de onda larga saliente (OLR) a una altitud de 850 hPa con resolución de 2.5x2.5°, para el periodo comprendido entre 1950 y 2008.

Para aportar a la interpretación de la dinámica de la circulación atmosférica y la relación del Atlántico subtropical y el transporte de humedad hacia la región, se llevó a cabo un análisis espacial de correlación entre la variación interanual de las cronologías con la Temperatura Superficial del Mar (SST) a lo largo de los Océanos Pacífico y Atlántico que circundan a Sudamérica, utilizando los datos del HadISST1 con resolución de 1° (Rayner *et al.*, 2003).

Los análisis espaciales de correlación se llevaron a cabo mediante el empleo del explorador climático (Trouet y Van Oldenborgh, 2013) del Real Instituto Meteorológico Holandés (KNMI, siglas en neerlandés; <https://climexp.knmi.nl/>) y del visor del Laboratorio de Investigación del Sistema Terrestre

de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (ESRL-NOAA; <https://psl.noaa.gov/data/correlation/>) de Estados Unidos.

4.3 Resultados

4.3.1 Crecimiento diamétrico y cronología de anillos

Los crecimientos anuales de los anillos fueron identificados por la aparición de una porosidad semicircular y cierto cambio en la coloración en cada anillo por mayor acumulación de fibras en el leño tardío, siendo el final del anillo reducidas hileras de fibras achatadas seguidas de parénquima axial inicial, principalmente de primavera (Figura 41). Los anillos falsos generalmente fueron discontinuos alrededor de la circunferencia de la muestra, a pesar de estar bien definidos en uno de los radios.

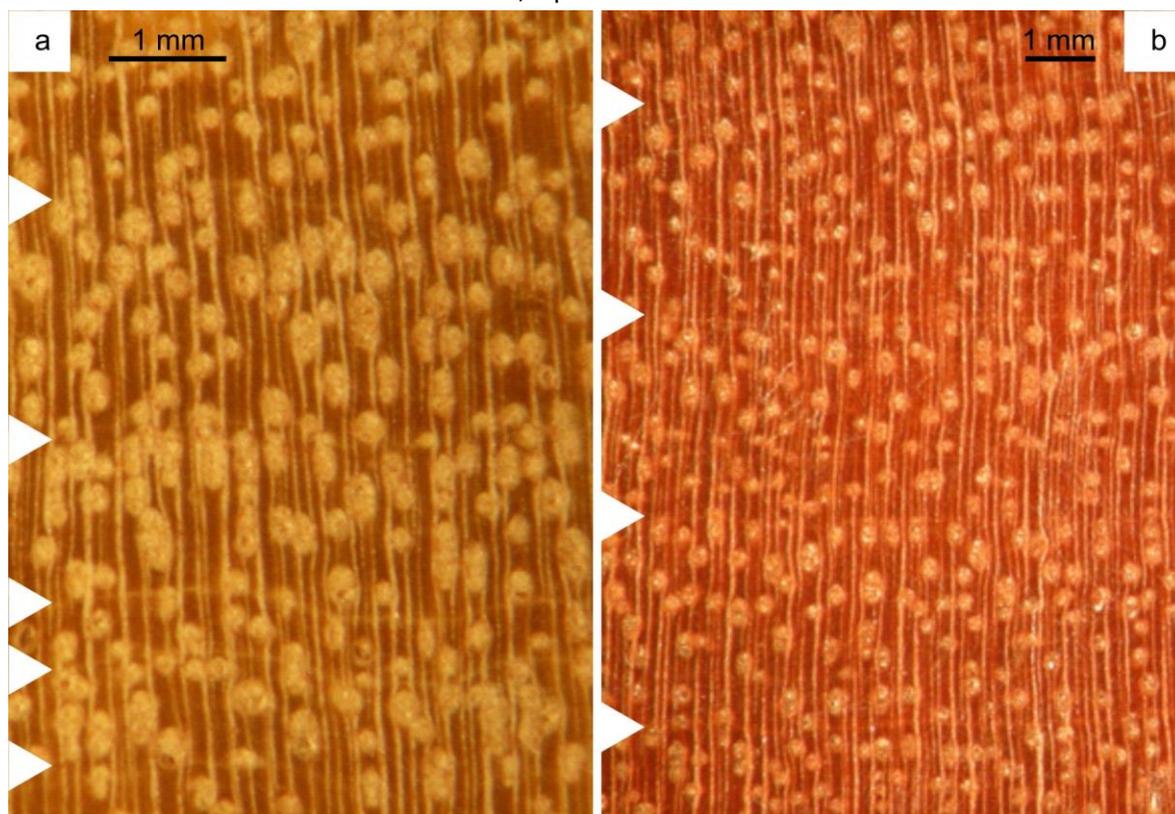


Figura 41. Estructuras macroscópicas de una sección transversal de la madera de albura (a) y duramen (b) de *Schinopsis lorentzii*. Las flechas indican el límite de anillos consecutivos marcados por una línea de parénquima marginal.

Las muestras extraídas poseen un diámetro medio de 38.6 cm, siendo en WEI donde los árboles alcanzaron los mayores diámetros medios. En PAL se encontró el ejemplar con el máximo diámetro (62.8 cm) (Tabla 8). Los individuos muestran un crecimiento diferencial en función de su localización, puesto que las muestras de LYE poseen un crecimiento anual notablemente menor que las muestras ubicadas en PAL y WEI (Figura 42). Esto puede observarse mediante el Incremento Medio Anual (IMA) donde en LYE el crecimiento promedio es de 0.174 cm/año, mientras que en PAL y WEI coinciden con un IMA promedio de 0.524 cm/año (Tabla 8), con un crecimiento sensiblemente mayor desde el establecimiento de los árboles.

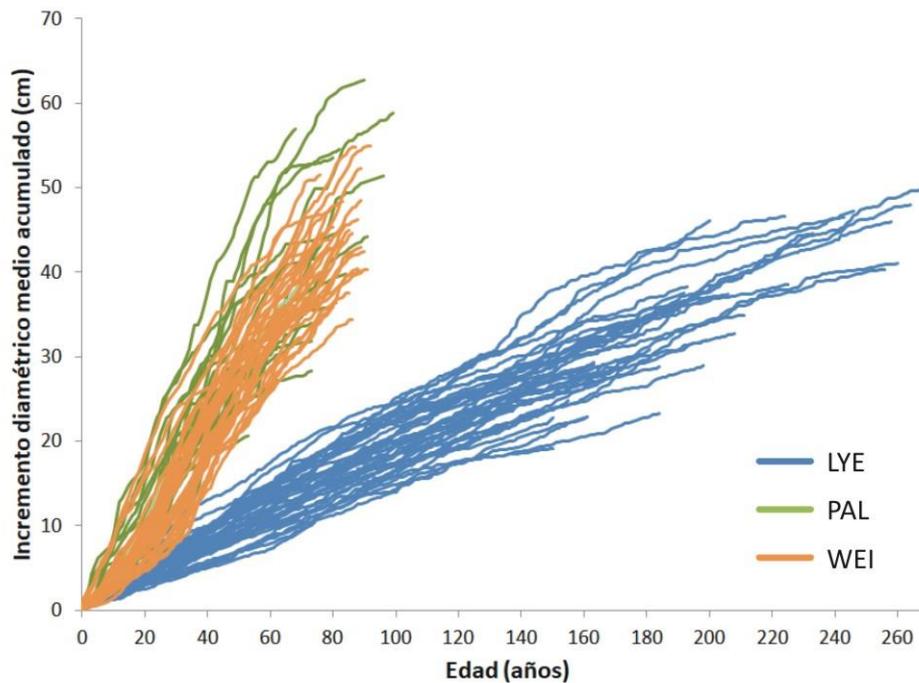


Figura 42. Incremento diamétrico medio acumulado de distintos individuos de *Schinopsis lorentzii* ubicados en LYE, PAL y WEI.

En la construcción de la cronología de ancho de anillos, se decidió emplear la estandarización con spline cúbico flexible de 100 años, puesto que mantuvo mejor la estructura original de los datos. La cronología LYE presenta una longitud de 272 años (período 1736-2007), mientras que PAL y WEI alcanzan los 100 (1908-2007) y 93 (1915-2007) años, respectivamente (Tabla 9). Las cronologías presentan una buena correlación entre series (0.49 a 0.562) y alta sensibilidad media (0.486 a 0.614). El R_{bar} difiere entre sitios, siendo el de LYE el que presenta valores menores; el EPS en todos los casos es mayor a 0.85 (0.91 a 0.97), lo que resulta en cronologías con alta señal común.

Los análisis de correlación de Pearson entre las tres cronologías estandarizadas se aprecian en la Tabla 9, en donde no se identifican correlaciones positivas significativas.

Tabla 8. Variables dendrométricas de las series de ancho de anillos y estadísticas de la estandarización de las series dendrocronológicas de los diferentes sitios de muestreo de *Schinopsis lorentzii*.

		LYE	PAL	WEI
	Nº muestras (rodajas)	21	13	19
	Nº radios	42	24	34
variables dendrométricas	Diámetro medio (cm)	33.7	39.3	42.8
	Diámetro máx (cm)	50.0	62.8	54.9
	Diámetro mín (cm)	19.1	20.7	31.1
	IMA (cm/año)	0.174	0.524	0.524
Estadísticas dendrocronológicas	Periodo	1736-2007	1908-2007	1915-2007
	Cantidad de años	272	100	93
	Correlación entre series	0.49	0.463	0.562
	Sensibilidad media	0.614	0.534	0.486
	Rbar	0.266	0.417	0.499
	EPS	0.913	0.938	0.968

Tabla 9. Análisis de correlación de Pearson entre las cronologías estandarizadas con spline cúbico flexible de 100 años de los tres sitios.

	LYE	PAL	WEI
LYE	1		
PAL	0.10	1	
WEI	0.08	0.16	1

** Correlación significativa al nivel 0.01 (2 colas)

* Correlación significativa al nivel 0.05 (2 colas)

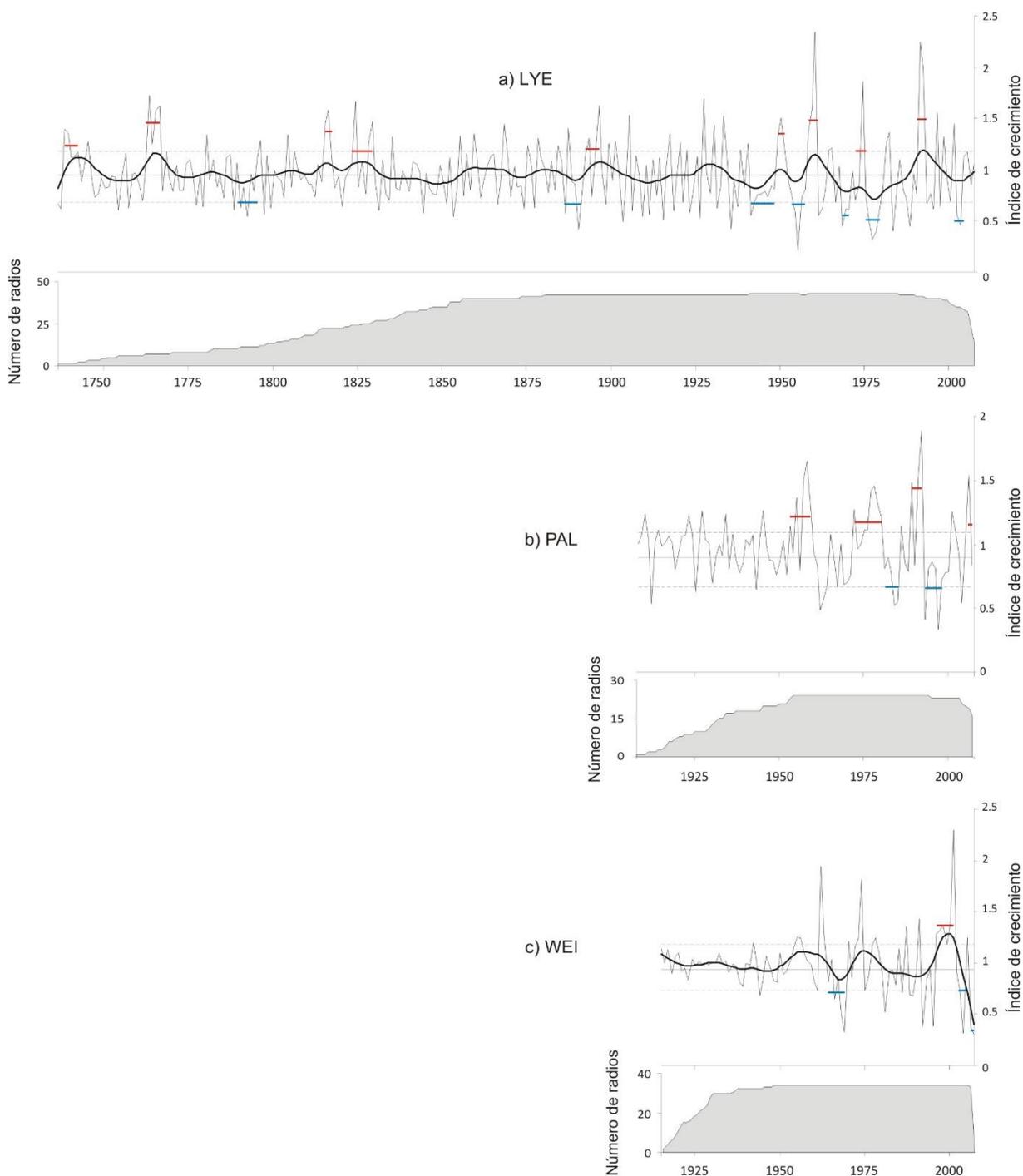


Figura 43. Cronologías de ancho de anillos de *Schinopsis lorentzii* de los sitios a) LYE, b) PAL y c) WEI. La línea de mayor grosor grafica una función spline de 15 años para mostrar las variaciones interdecadales (Cook y Peters, 1981), las líneas de punto indican el intervalo de confianza del 80%, la línea continua horizontal corresponde al valor medio y los segmentos rojos y azules muestran los cambios de régimen significativos positivos y negativos, respectivamente, detectados por Rodionov (2004). En la parte inferior de cada índice de crecimiento se indica el número de radios empleados para generar la cronología.

En las cronologías de ancho de anillos se identificaron los periodos de bajo (segmentos de color azul) y alto (segmentos de color rojo) crecimiento en los tres sitios (Figura 43). La cronología LYE, que se extiende desde 1736 a 2007, muestra los siguientes periodos de mayor crecimiento: 1738-1746, 1762-1766, 1815-1817, 1823-1829, 1892-1896 y picos de mayor crecimiento que se dieron los años:

1950, 1960, 1974 y 1991. Los periodos de menor crecimiento se ubican entre los años: 1790-1794, 1886-1891, 1941-1948 y picos de menor crecimiento en 1955, 1968, 1977 y 2003. Se identifica una tendencia de aumento de crecimiento desde 1977 hasta 2007. En PAL la ventana temporal de la cronología inicia en 1908 y finaliza en 2007. Los periodos de mayor crecimiento se observaron en: 1953-1959, 1972-1980, 1989-1992 y una anomalía de mayor crecimiento ubicada en el año 2006. Los menores crecimientos se observaron en: 1981-1985 y 1993-1998. En WEI, que posee una ventana temporal desde 1915 hasta 2007, se identificaron elevados crecimientos en el periodo 1996-2001 y menores crecimientos durante 1964-1969 y los años 2004, 2006 y 2007. Los diferentes periodos de crecimiento entre PAL y WEI tienen ciertas similitudes hasta el año 1986 en donde se invierte la relación hasta la actualidad.

Teniendo en cuenta el comportamiento de la variabilidad de las cronologías en la totalidad de la ventana temporal, la muestras de LYE evidencian un crecimiento de ancho de anillo sin una apreciable variabilidad hasta aproximadamente el año 1948. A partir de ese año hasta la el año 2007 se identifica un comportamiento diferencial en el crecimiento (Figura 43), registrando un incremento en la variabilidad, no solo en la cronología, sino también en las series individuales. Las cronologías de PAL y WEI poseen un comportamiento similar a LYE, donde se registra un crecimiento con reducida variabilidad desde el inicio de la cronología hasta aproximadamente 1956 y 1958, respectivamente, a partir de donde se evidencia un incremento de la variabilidad en el crecimiento. Este aumento en la variabilidad de crecimiento en las tres cronologías fue corroborado a mediante el Test de Levene de igualdad de varianzas, encontrándose diferencias significativas entre las varianzas del período 1949-2007, 1957-2007 y 1959-2007 para las cronologías LYE, PAL y WEI, respectivamente (Tabla 10).

Tabla 10. Resultados del Test de Levene de igualdad de varianzas para dos periodos de tiempo.

LYE					
Periodo	N	Media	Desviación estándar	Test de Levene F	Sig.
1736-1948	207	0.9643	0.25994	23.174	0.000
1949-2007	65	0.9358	0.44691		

PAL					
Periodo	N	Media	Desviación estándar	Test de Levene F	Sig.
1908-1956	49	0.97	0.173	19.164	0.000
1957-2007	51	0.97	0.343		

WEI					
Periodo	N	Media	Desviación estándar	Test de Levene F	Sig.
1915-1958	50	0.98	0.125	34.340	0.000
1959-2007	43	0.97	0.424		

4.3.2 Análisis de datos climáticos

4.3.2.1 Relación regional de la precipitación

El proceso de selección de estaciones meteorológicas de la región chaqueña semiárida con más de 55 años de datos y menos del 5% de datos ausentes, redujo el número original de 731 estaciones de precipitación a 39 (Apéndice VI). El análisis de correlación de las estaciones indica que aquellas estaciones con una correlación positiva $r > 0.50$ ($p < 0.01$) tienden a agruparse en sitios geográficamente

cercanos (Figura 44). El análisis permitió identificar cinco grupos de estaciones con una variabilidad de precipitación anual homogénea: un grupo ubicado en la zona noroeste de la sub-ecorregión chaqueña semiárida (este de la provincia de Salta), otro en la zona noreste (centro de la provincia de Formosa), un grupo ubicado en la zona suroeste (este de la provincia de Tucumán y centro oeste de la provincia de Santiago del Estero), un grupo de estaciones ubicadas al Sur de la región (Centro sur de Santiago del Estero) y finalmente un grupo de estaciones ubicadas en el sureste (Este de Santiago del Estero) de la región chaqueña semiárida. De las 39 estaciones analizadas, sólo seis quedaron sin clasificar, puesto que no presentaron correlaciones significativas dentro de los grupos descriptos.

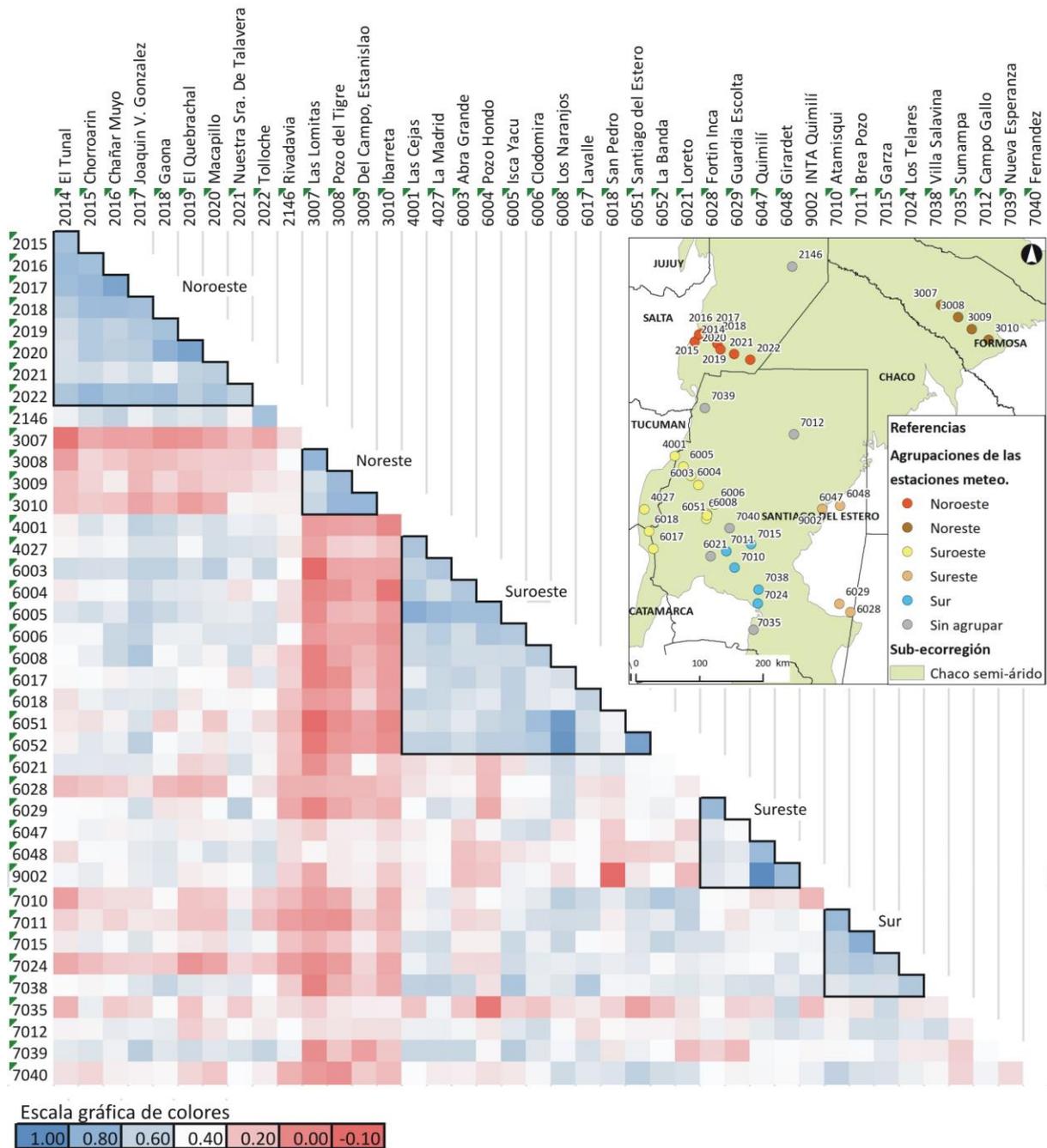


Figura 44. Matriz de correlación de Pearson entre los valores de precipitación anual de las 39 estaciones meteorológicas que poseen más de 55 registros anuales y continuos. Ubicación de las estaciones en la región chaqueña semiárida (arriba).

4.3.2.2 Relación entre estaciones meteorológicas próximas a las cronologías

En función de los resultados anteriores, se seleccionaron aquellas estaciones meteorológicas con un distanciamiento menor a 150 km a los sitios de muestreo y que, adicionalmente, estas estaciones pertenezcan a un único grupo con precipitación homogénea definida en la sección anterior. Del análisis de correlación de Pearson de estas estaciones cercanas a cada sitio de muestreo (Tabla 11), se desprende que las estaciones próximas a los sitios LYE y WEI poseen correlaciones altamente significativas ($p < 0.01$) entre ellas. La excepción se presenta en el sitio PAL, donde la estación Campo Gallo (7012) presenta correlaciones significativas con sólo una estación meteorológica (2021 -Ntra. Sra. Talavera-; $r=0.39$), por lo que se decidió no incluir la estación Campo Gallo para la construcción de la precipitación zonal ni en los posteriores análisis para el sitio PAL.

Tabla 11. Matriz de correlación de Pearson entre los datos de precipitación anual de las estaciones meteorológicas ubicadas a menos de 150Km de cada uno de los sitios de muestreo dendrocronológico.

Sitio LYE

	Laguna Yema (3005)	Las Lomitas (3007)	Pozo del Tigre (3008)	Estanislao del Campo (3009)
Laguna Yema (3005)	1	0.47**	0.47**	0.57**
Las Lomitas (3007)	0.47**	1	0.76**	0.54**
Pozo del Tigre (3008)	0.47**	0.76**	1	0.73**
Estanislao del Campo (3009)	0.57**	0.54**	0.73**	1

Sitio PAL

	Macapillo (2020)	Ntra. Sra. de Talavera (2021)	Tolloche (2022)	Campo Gallo (7012)
Macapillo (2020)	1	0.77**	0.57**	0.2
Ntra. Sra. de Talavera (2021)	0.77**	1	0.69**	0.39**
Tolloche (2022)	0.57**	0.69**	1	0.19
Campo Gallo (7012)	0.2	0.39**	0.19	1

Sitio WEI

	Girardet (6048)	Quimilí (6047)	Campo Gallo (7012)	INTA Quimilí (9002)
Girardet (6048)	1	0.56**	0.48**	0.75**
Quimilí (6047)	0.56**	1	0.36**	0.44**
Campo Gallo (7012)	0.48**	0.36**	1	0.42**
INTA Quimilí (9002)	0.75**	0.44**	0.42**	1

** Correlación significativa al nivel 0.01 (2 colas)

* Correlación significativa al nivel 0.05 (2 colas)

Estas estaciones meteorológicas significativamente correlacionadas se combinaron en series de precipitación zonal para cada sitio de muestreo (Figura 45).

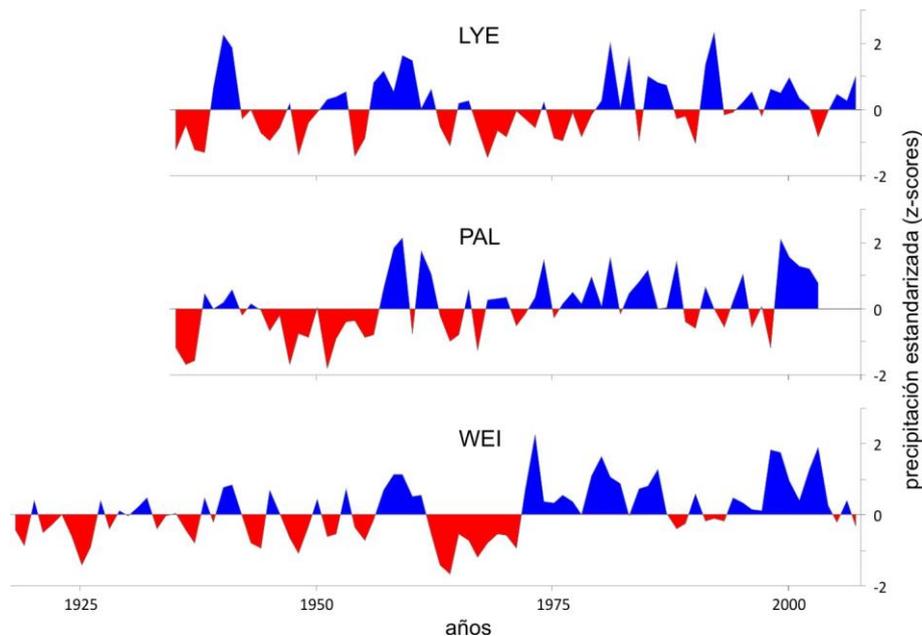


Figura 45. Series zonales de la precipitación estandarizada correspondiente a los sitios: LYE (z-valores combinados de Laguna Yema, Las Lomitas, Pozo del Tigre y Estanislao del Campo), PAL (z-valores combinados de Macapillo, Ntra. Sra. Talavera y Tolloche) y WEI (z-valores combinados de Girardet, Quimilí, Campo Gallo e INTA Quimilí).

4.3.3 Relación crecimiento-clima

4.3.3.1 Relación crecimiento - precipitación y temperatura

Las cronologías de crecimiento de *S. lorentzii* de los tres sitios fueron correlacionadas con los valores mensuales de precipitación zonal y datos mensuales de temperatura (Figura 46). La cronología LYE presenta correlaciones significativas y positivas con la precipitación zonal, construida para este sitio, para los meses de noviembre a marzo (Figura 46a). Si bien el mes de noviembre no alcanza el valor de significancia mínimo, se puede considerar que en ese mes el crecimiento arbóreo comienza a presentar señales a las lluvias. En ese sentido, las correlaciones de la cronología LYE con la temperatura de Lomitas presentan valores significativos pero negativos para los mismos meses durante la estación de crecimiento. En este caso, los valores significativos comienzan en septiembre, cuando las temperaturas comienzan a ser elevadas. Adicionalmente se identificaron correlaciones positivas significativas con la precipitación zonal de algunos meses durante el periodo de dormancia cambial (mayo y junio).

La cronología PAL presenta correlaciones positivas con la precipitación de los primeros meses del periodo de crecimiento actual (octubre, noviembre y diciembre), incluyendo el mes de agosto (Figura 46b). De manera inversa, en el análisis con la temperatura de la estación Rivadavia, se distinguen correlaciones negativas en los primeros meses de crecimiento, siendo solamente significativo el mes de noviembre.

La cronología de WEI presenta correlaciones positivas con la precipitación durante los meses de enero y febrero durante el crecimiento actual (Figura 46c), sin distinguirse correlaciones significativas respecto a la temperatura de la estación Santiago del Estero. Durante los meses del crecimiento previo, las correlaciones de la cronología WEI tienen un comportamiento disímil respecto a las anteriores cronologías, en donde se distinguen correlaciones positivas significativas con la precipitación durante los meses diciembre hasta marzo y correlaciones positivas significativas con la temperatura de los meses de septiembre y diciembre.

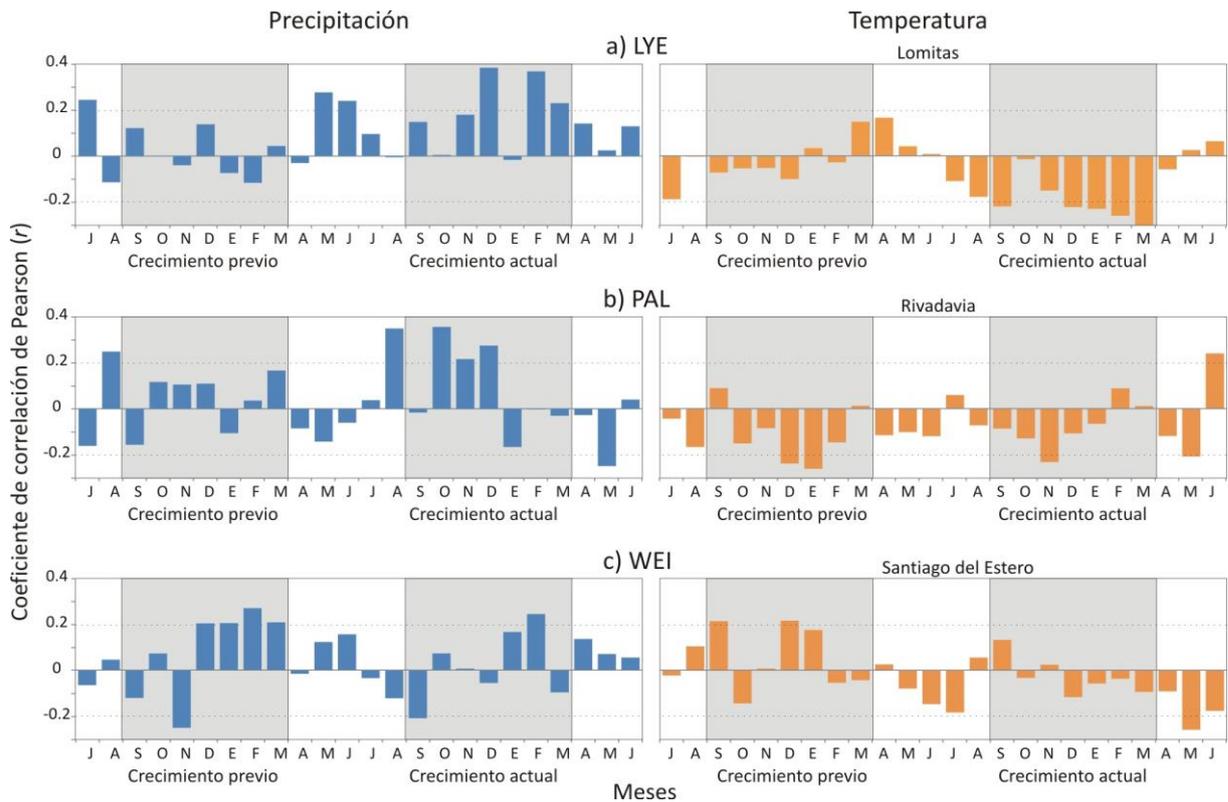


Figura 46. Funciones de correlación entre el índice de crecimiento de las cronologías de *S. lorentzii*, la precipitación zonal generada para cada sitio de muestreo (izquierda) y la temperatura de estaciones ubicadas en la subregión chaqueña semiárida (derecha). Las líneas de puntos corresponden a un nivel de confianza del 95% del coeficiente de correlación de Pearson y los sectores grises indican el periodo de crecimiento previo y periodo de crecimiento actual.

La cronología de LYE tiene la particularidad de tener correlaciones positivas significativas con los 4 parámetros de precipitación del año actual al periodo de crecimiento y solo posee una correlación positiva con el periodo OND del año anterior al crecimiento actual (lag+1), pero menos significativo que la correlación con el mismo periodo de meses del crecimiento actual (Tabla 12). Adicionalmente, se aprecian correlaciones negativas significativas con la temperatura anual y de los periodos OND y DEF.

En la cronología PAL se encontraron correlaciones positivas significativas con la sumatoria de la precipitación de dos años consecutivos (bianual) y los periodos OND y DEF y correlaciones negativas significativas con la temperatura del periodo OND y bianual durante el crecimiento actual y con la temperatura promedio anual, bianual y periodo DEF del año correspondiente al crecimiento previo (lag+1) (Tabla 12).

La cronología WEI posee correlaciones positivas significativas con la precipitación del periodo DEF y la sumatoria de dos años (bianual) del crecimiento actual y con la precipitación anual, bianual y periodo DEF durante el crecimiento previo (Tabla 12). Los aspectos a resaltar, es que las tres cronologías muestran correlaciones positivas con la precipitación bianual y también poseen correlación negativa significativa con el promedio de temperatura de los meses correspondiente al inicio del crecimiento actual (octubre, noviembre, diciembre) y en general todas las correlaciones son positivas con la precipitación y negativas con la temperatura, independientemente de la cronología y el período correlacionado.

Tabla 12. Resultados de la correlación de Pearson entre los valores de precipitación zonal anual, la sumatoria de la precipitación zonal de los meses iniciales al periodo de crecimiento (OND), la sumatoria de los meses de crecimiento (DEF) y la precipitación zonal bianual con las cronologías del índice de crecimiento para los tres sitios de muestreo.

	Precipitación							
	Anual	Anual (lag+1)	OND	OND (lag+1)	DEF	DEF (lag+1)	Bianual	Bianual (lag+1)
LYE	0.47**	0.09	0.38**	0.3*	0.45**	-0.04	0.35**	0
PAL	0.2	0.19	0.28*	0.28*	0.17	0.24*	0.23*	0.09
WEI	0.14	0.25*	0.1	0.03	0.21*	0.34**	0.23*	0.22*

	Temperatura							
	Anual	Anual (lag+1)	OND	OND (lag+1)	DEF	DEF (lag+1)	Bianual	Bianual (lag+1)
LYE	-0.3*	-0.04	-0.54*	-0.16	-0.31*	-0.04	-0.2	-0.1
PAL	-0.19	-0.35**	-0.31*	-0.19	-0.04	-0.34**	-0.37**	-0.33*
WEI	-0.12	-0.08	-0.34**	-0.07	-0.08	0.03	-0.13	0.01

** Correlación significativa al nivel 0.01 (2 colas)

* Correlación significativa al nivel 0.05 (2 colas)

4.3.3.2 Relación crecimiento – MEI y PDSI

Los resultados de los análisis mensuales de correlación entre las cronologías y el MEI no mostraron valores significativos (Figura 47), como así tampoco presentaron significancia las correlaciones con los valores anuales, bianuales y de los periodos OND y DEF del MEI (Tabla 13).

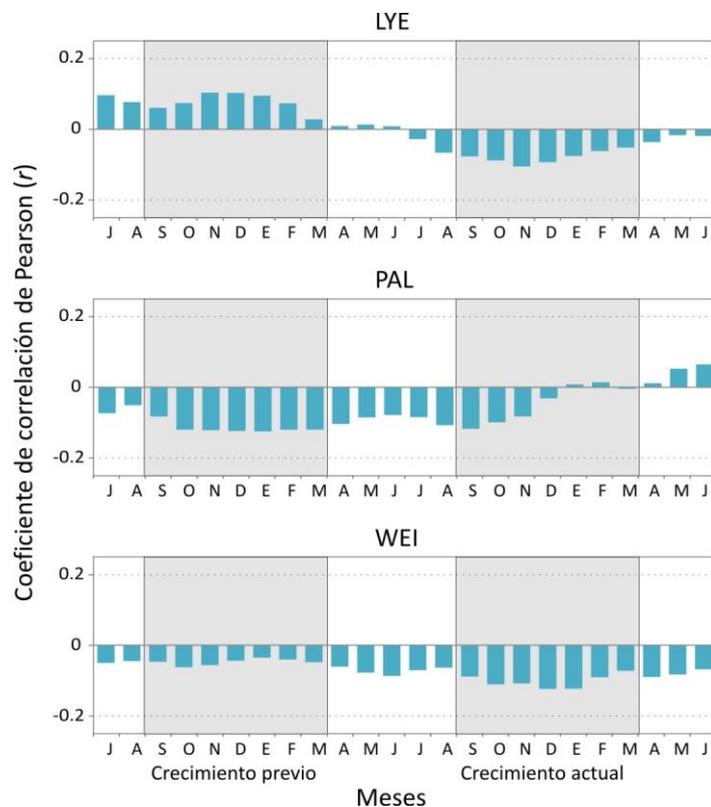


Figura 47. Funciones de correlación entre el índice de crecimiento de la cronología de *S. lorentzii* y el MEI. Las líneas de puntos corresponden a un nivel de confianza del 95% del coeficiente de correlación de Pearson.

La correlación entre los valores mensuales de PDSI y las cronologías de anillos de *S. lorentzii* muestra una correlación positiva durante los meses de finalización del crecimiento actual (enero, febrero, marzo), alcanzando también el mes de abril y los meses previos al inicio del crecimiento actual (mayo, junio, julio y agosto), y siendo sólo significativo en la cronología PAL (Figura 48).

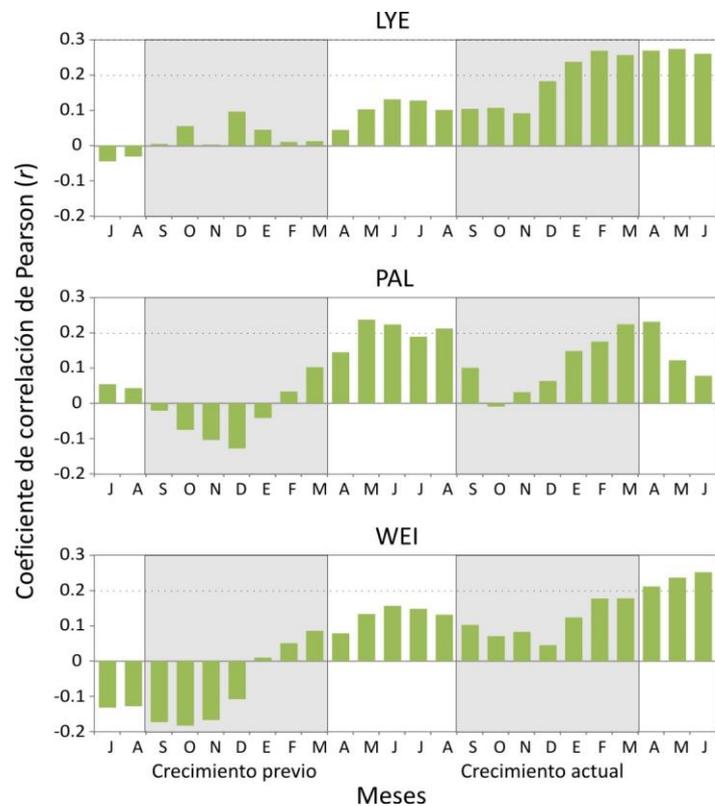


Figura 48. Funciones de correlación entre las cronologías de *S. lorentzii* y el índice de severidad de la sequía de Palmer autocalibrado (PDSI). Las líneas de puntos corresponden a un nivel de confianza del 95% del coeficiente de correlación de Pearson.

Se encontraron correlaciones positivas significativas entre las cronologías de ancho de anillos y los valores promedio anuales de PDSI (Tabla 13). Las cronologías LYE y PAL, además, presentan correlaciones positivas significativas para el periodo de meses DEF.

Tabla 13. Resultados de la correlación de Pearson entre los valores de MEI y PDSI: 1) anual, 2) el valor promedio de los meses iniciales del periodo de crecimiento (OND), la sumatoria de los meses de crecimiento (DEF) y el MEI bianual con las cronologías del índice de crecimiento para los tres sitios de muestreo.

MEI								
	Anual	Anual (lag+1)	OND	OND (lag+1)	DEF	DEF (lag+1)	Bianual	Bianual (lag+1)
LYE	-0.03	0.11	-0.07	0.13	-0.06	0.13	0.05	0.07
PAL	-0.04	-0.13	-0.08	-0.14	0.00	-0.14	-0.11	-0.12
WEI	-0.12	-0.06	-0.15	-0.05	-0.16	-0.04	-0.12	-0.15

PDSI								
	Anual	Anual (lag+1)	OND	OND (lag+1)	DEF	DEF (lag+1)	Bianual	Bianual (lag+1)
LYE	0.22*	0.04	0.13	0.05	0.24*	0.05	0.15	-0.05
PAL	0.26*	0.15	0.14	-0.02	0.22*	0.04	0.19	0.13
WEI	0.22*	0.07	0.17	-0.01	0.19	0.08	0.17	-0.02

** Correlación significativa al nivel 0.01 (2 colas)

* Correlación significativa al nivel 0.05 (2 colas)

4.3.3.3 Relación espacial crecimiento – variables climáticas a gran escala

Las cronologías de ancho de anillos de *S. lorentzii* fueron correlacionadas con la temperatura de la superficie del mar (SST) para los meses de septiembre a abril durante el período 1950-2007 (Figura 49). Los patrones espaciales de correlación entre las cronologías de LYE y la SST muestran dos centros de altas correlaciones positiva en la zona subtropical de los Océanos Pacífico y Atlántico, a ambos lados de América del Sur, y correlaciones negativas, menos significativas, en la zona tropical / ecuatorial del Océano Atlántico. La cronología PAL muestra correlaciones espaciales similares con la SST, donde las correlaciones son mayores en el área del Océano Atlántico y Pacífico subtropical (alrededor de los 30°S). Las correlaciones con la cronología WEI no muestran correlaciones significativas con la SST.

Las correlaciones entre las cronologías de ancho de anillos y la precipitación grillada de América del Sur (Figura 49), muestran que la cronología LYE es la que captura con mayor significancia las señales de precipitación en el área próxima al muestreo y en la región del Chaco semiárido argentino, y adicionalmente se aprecia una correlación positiva al oeste de Paraguay, este de Bolivia y centro-sur de Brasil. La cronología PAL muestra un patrón espacial de correlación positiva con los valores de precipitación ubicándose en la porción norte de la región del chaco semiárido argentino, y coincidiendo parcialmente con LYE, con valores de correlación significativa al oeste de Paraguay, este de Bolivia y centro de Brasil. El patrón espacial de correlación para la cronología WEI muestra diferencias respecto a los anteriores patrones, con mayor correlación positiva en la zona centro y sur de Argentina, extremo sur de Brasil y Uruguay. En cuanto a las correlaciones espaciales entre las cronologías de ancho de anillos y temperatura (Figura 49), la cronología LYE muestra correlaciones significativas pero negativas con la región del chaco semiárido y con valores menores de correlación en el este de Bolivia y oeste de Paraguay. La cronología PAL presenta correlaciones negativas significativas en el sector noreste de Argentina, este de Bolivia y regiones más distales a la zona de estudio: norte de Perú y centro-este y centro-oeste de Brasil. Tal como se apreció en la correlación con la precipitación, en la cronología WEI posee valores de correlación significativos, pero en este caso negativos, en la región central y sur de Argentina. Los patrones espaciales de correlación entre el índice de severidad de sequía de Palmer y las cronologías de LYE y WEI (Figura 49) poseen ciertas similitudes respecto a las mencionadas

anteriormente para la precipitación, estando las mayores correlaciones positivas en la región chaqueña semiárida, este de Bolivia, oeste de Paraguay y centro-sur de Brasil para el caso de LYE y la región central y sur de Argentina para el caso de la cronología WEI. Los patrones espaciales de correlación para la cronología PAL, denotan que las máximas correlaciones se encuentran alejadas del sitio de muestreo, ubicándose en la zona central de América del Sur. El análisis de correlación con la radiación de onda larga saliente (OLR) a una altitud de 850 hPa (Figura 49), permite identificar la existencia de una correlación negativa (y por lo tanto, mayor nubosidad) en la zona tropical de América del Sur, llegando hasta el Océano Atlántico, tanto para la cronología de LYE, como para PAL. La cronología WEI, por otro lado, posee una correlación negativa con la OLR en la zona centro de Argentina y Uruguay, llegando hasta el Océano Atlántico.

4.4 Discusión

Las características anatómicas del leño *Schinopsis lorentzii* (porosidad semicircular, presencia de fibras en el leño tardío) permitieron la correcta visualización de los anillos anuales de crecimiento. Se pudieron desarrollar tres cronologías de ancho de anillos con datación exacta, distribuidas en diferentes latitudes del Chaco semiárido de Argentina, abarcando el período máximo de 1736-2007.

4.4.1 Calidad de las cronologías

Los parámetros obtenidos para evaluar la calidad de las cronologías de ancho de anillos, fueron adecuados en relación a otros trabajos. En este sentido, la sensibilidad media obtenida, entre los valores de 0.486 y 0.614, fueron apropiados respecto a otros estudios conducidos en la región chaqueña para la especie *Schinopsis lorentzii*, tal es el caso de Ferrero y Villalba (2009) que obtuvieron una sensibilidad media de 0.491. También con los registros generados en las Sierras Subandinas, región que se encuentra contigua al área de estudio, con valores de 0.245-0.501 y 0.277-0.406 para *Juglans australis* y *Cedrela lilloi*, respectivamente (Villalba *et al.*, 1992) y los valores obtenidos por López y Villalba (2016) para el mismo género (*Schinopsis brasiliensis*) en el distrito Chiquitano (Bolivia) con un valor de 0.37 y por Carvalho Nogueira *et al.* (2018) mostrando una sensibilidad media de 0.53. De la misma manera, los valores obtenidos para la correlación entre series, que se ubican entre los 0.463 y 0.562, son coherentes con valores obtenidos por Ferrero y Villalba (2009) de 0.382 y Carvalho Nogueira *et al.* (2018) con un valor de 0.56. Los valores de R_{bar} para nuestras cronologías de *S. lorentzii* (0.266 – 0.499) son adecuados en relación a otras cronologías del mismo género de la región del Gran Chaco, tal es el caso del trabajo de Ferrero y Villalba (2009) que indican un valor de 0.521 y de López y Villalba (2016) con un valor de 0.42, sugiriendo de esta manera la existencia de un alto porcentaje de señal común en nuestros registros dendrocronológicos. Considerando que un valor umbral aceptable de EPS es igual o mayor que 0.85 (Wigley *et al.* 1984), los valores promedios entre 0.913 y 0.968 obtenidos en nuestro estudio indica la presencia de una señal común relativamente fuerte entre las series componentes de cada cronología, siendo comparable con valores obtenidos por Ferrero y Villalba (2009) de 0.969 y de 0.89 por López y Villalba (2016).

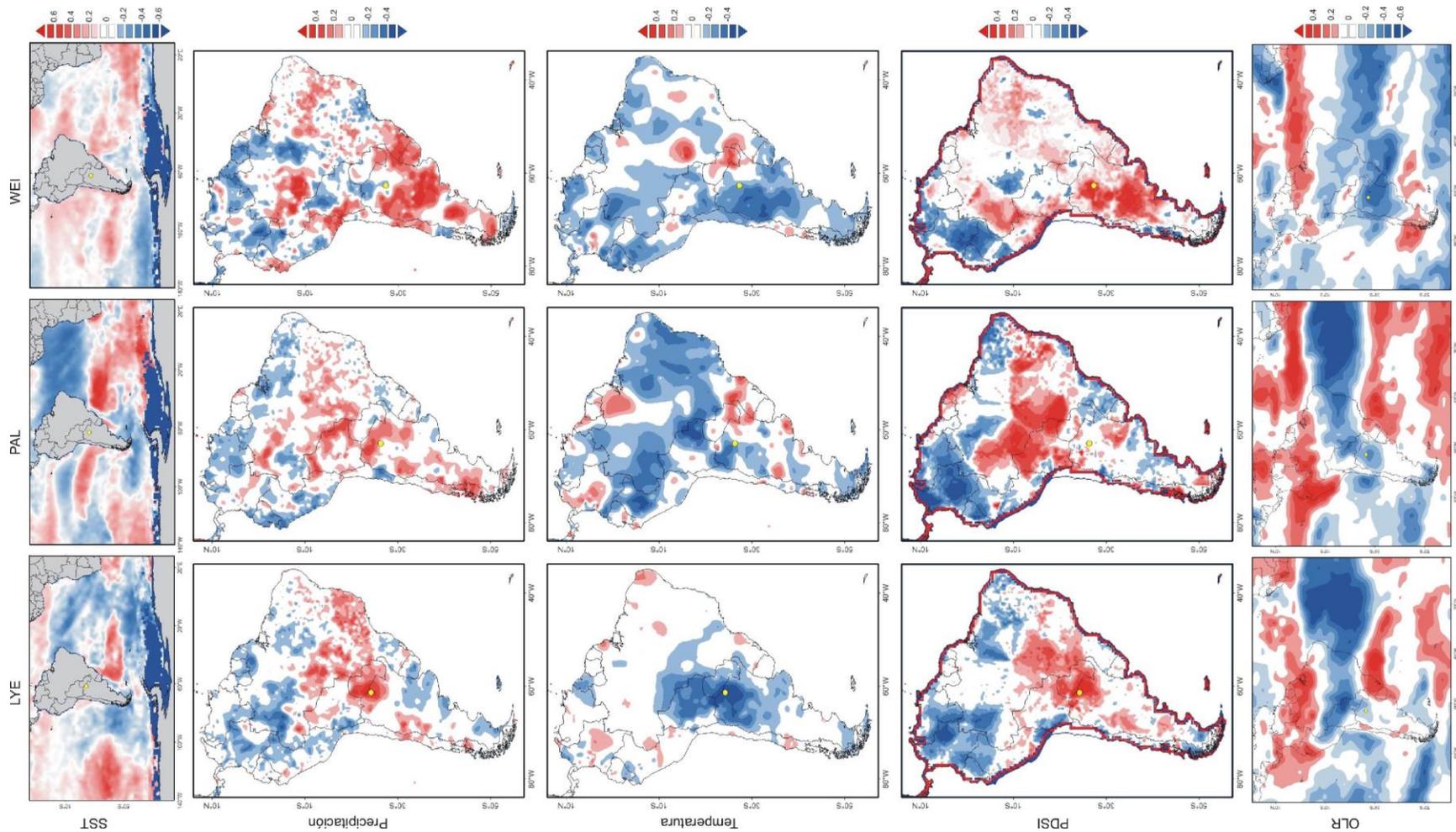


Figura 49. Patrones espaciales de correlación entre las cronologías de ancho de anillos de *S. lorentzii* (LYE, PAL y WEI) y la temperatura superficial del mar (SST HadISST1 reconstruction 1°); la precipitación (CRU TS 4.02 0.5°); la temperatura (CRU TS 4.02 0.5°); el índice de severidad de la sequía de Palmer autocalibrado (PDSI CRU self-calibrating 0.5° Global 3.26 early); y la radiación de onda larga saliente (OLR - NOAA Interpolated - 850 hPa - 2.5°), durante los meses de septiembre a abril para el periodo 1950-2007. Las correlaciones son significativas para $r \geq 0.24$ ($n=58$, $p < 0.05$). El círculo amarillo indica la ubicación de la cronología.

Las cronologías de ancho de anillos para los tres sitios registran un cambio en la variabilidad interanual, el cual también se aprecia en cada una de las series individuales componentes de cada cronología. Para las tres cronologías, se aprecia una variabilidad relativamente constante en el crecimiento, hasta aproximadamente la década de 1950, a partir de la cual se registra un incremento en los valores interanuales de crecimiento, como muestra el Test de Levene. Ferrero (2011), a través de estudios de registros meteorológicos dentro del intervalo 1935-1990, identificó un salto en los valores medios de la precipitación del Noroeste Argentino que comienzan en el año 1949, con otro pequeño salto a fines de 1950. Este periodo también fue registrado por Minetti y Vargas (1997) y Minetti *et al.* (2001), que indicaron un cambio de magnitud en la precipitación relativamente importante a partir de las décadas 1950-60, denominándolo como "Salto Climático del Noroeste Argentino (NOA)", e intensificándose a partir de 1970. Ferrero y Villalba (2019) también muestran para la región NOA un importante aumento de la precipitación a mediados de los años cincuenta y mediados de los setenta. Un comportamiento similar fue registrado al este de los Andes de Argentina por Castañeda y Barros (1994) y en la zona sudeste de América del Sur (SESA), Penalba y Vargas (2004) registraron un "salto" positivo de la precipitación anual a partir de la década de 1950, siendo diferente el año en que comienza el período positivo en cada subregión del SESA, seguido por un sustancial aumento gradual en las últimas décadas.

4.4.2 Crecimiento diamétrico

Los análisis dendrométricos mostraron una significativa diferencia entre el Incremento Medio Anual (IMA) promedio en LYE (0.174 cm/año) respecto al IMA promedio de PAL y WEI (ambos 0.524 cm/año), obteniendo un mayor valor en estos últimos sitios. La historia de uso de la región (sección 2.3) nos permite interpretar que la intensidad del aprovechamiento forestal entre los sitios mencionados posee notables diferencias. En LYE los aprovechamientos forestales estuvieron constituidos por obrajes, principalmente nómades en donde su permanencia estaba en función de la cantidad de madera disponible y, complementariamente, ser un sitio alejado de los grandes polos industriales de madera y taninos. Mientras que en PAL y, más aún WEI, estaban lindantes a un importante desarrollo industrial de procesamiento de madera, especialmente de quebracho colorado. Este mayor aprovechamiento pudo generar una mayor apertura del bosque generando mejores condiciones ambientales para los individuos remanentes, los cuales pudieron haber crecido con menor competencia por la luz y el agua, teniendo de esta manera mayores incrementos medios anuales. Por otro lado, en LYE, los aprovechamientos más selectivos (árboles de grandes dimensiones) no generaron grandes disturbios, por consiguiente, el bosque permaneció con características similares al bosque original, es decir, un bosque disetáneo, con presencia de brinzales, latizales y fustales bajos. Esta posición social de mayor competencia intra e interespecífica pudo haber provocado la reducida tasa de crecimiento (Brassiolo y Pokorny, 2000). Complementariamente, la condición edáfica entre los sitios de Santiago del Estero (PAL y WEI) y el sitio de LYE, presenta una notable diferencia (sección 2.4). Las condiciones de susceptibilidad al anegamiento y suelos de textura franco arcillo limosa de drenaje imperfecto en LYE provocan condiciones adversas para el crecimiento de la vegetación. Por el contrario, los suelos en los sectores de muestreo de Santiago del Estero presentan suelos más aptos (Molisoles) para el desarrollo de la vegetación. Esta situación complementa la fundamentación de la diferencia de los valores del IMA en LYE respecto a PAL y WEI.

Los valores obtenidos para el IMA son congruentes con los trabajos conducidos por Giménez y Ríos (1999), los cuales obtuvieron valores de IMA promedio para muestras obtenidas cercanas al Caburé (noreste de Santiago del Estero - 25°58'S, 62°11'O) de 0.438 cm/año. Valores similares fueron obtenidos por Araujo *et al.* (2007) con valores de IMA promedio de 0.29 cm/año en las clases diamétricas mayores a 30 cm de diámetro a la altura del pecho (DAP) en un sitio ubicado en el centro-oeste de Santiago del Estero (28°05'S, 64°15'O). Lencinas (1993) cita para la especie, en un análisis epidométrico de cinco individuos de la localidad de Arraga, Santiago del Estero, un IMA promedio de 0.324 cm/año. En el Chaco Boliviano y la Chiquitania (Bolivia) se obtuvieron IMA de 0.46 cm/año según el Ministerio de Desarrollo Sostenible y Medio Ambiente de Bolivia (1995) para el género *Schinopsis*. López y Villalba (2016) obtuvieron, para el mismo género (*Schinopsis brasilienses*) en muestras ubicadas en el Distrito Chiquitano de Bolivia (16°21'S, 61°48'O), un valor medio de 0.257 cm/año y Carvalho Nogueira *et al.* (2018) en la provincia fitogeográfica de Caatinga (Brasil), un valor de incremento medio anual de 0.333 cm/año. Los valores más bajos para la especie *S. lorentzii* fueron presentados por Ferrero y Villalba (2009) de muestras ubicadas próximas a Las Lajitas (Salta - 24°42'S, 64°08'O), con un valor promedio de 0.159 cm/año.

4.4.3 Comportamiento regional de la precipitación y relaciones crecimiento clima

Los análisis realizados sobre los datos instrumentales de precipitación de la región chaqueña semiárida permitieron discriminar 5 grupos de estaciones meteorológicas con similitud en el patrón de las precipitaciones. Esta diferencia de patrones puede ser consecuencia de diversas causas que interactúan entre ellas. Por un lado, existe una diferencial distribución de la humedad desde punto de vista latitudinal generada por el SALLJ. Complementariamente la topografía induce marcadas diferencias en los regímenes de precipitación entre las localidades cercanas, con gradientes de lluvia de este a oeste que interactúan con variaciones de temperatura generadas por los cambios de elevación. Ferrero y Villalba (2019) identificaron que los patrones de orden superior de variabilidad espacial muestran una asociación entre la precipitación y la topografía en el Noroeste Argentino (NOA), mostrando que la precipitación en las tierras bajas (por debajo de 900 m), en algunos casos, presenta una relación inversa con la registrada en las elevaciones superiores, y adicionalmente revela que las estaciones ubicadas en el sector noreste de la región chaqueña de tierras bajas, en ocasiones muestran variaciones de lluvia opuestas a las registradas en la mayoría de las estaciones meteorológicas del NOA. A través de un análisis detallado de la precipitación del NOA, Castino *et al.* (2017) encontraron comportamientos diferenciales en las tendencias en función de la altitud, identificando patrones de precipitación mixtos sin tendencias significativas en elevaciones bajas, positivos en la transición entre elevaciones bajas e intermedias y negativos en elevaciones altas, respaldando la evidencia de que la precipitación posee un comportamiento espacial diferencial. Este análisis de la relación regional de la precipitación permitió reconocer estaciones que poseen un comportamiento similar en los datos de precipitación y, sumado a los criterios preestablecidos para selección de estaciones, se logró identificar un grupo de estaciones meteorológicas, con las cuales se construyó una serie de precipitación zonal para cada sitio de muestreo.

Las correlaciones entre las cronologías de *S. lorentzii* y la precipitación zonal mensual de los meses del periodo estival muestran valores positivos significativos durante el año de formación del anillo de crecimiento, principalmente en las cronologías de LYE y PAL, siendo un patrón de correlación común entre esta variable climática y el crecimiento de árboles registrado

en rodales de bosques secos (Boninsegna *et al*, 2009; Fritts, 1976). La verificación de esta relación permite asumir que las cronologías de *S. lorentzii* proporcionan una estimación confiable de la variabilidad interanual de la precipitación en el período del año donde se produce la mayor parte de las lluvias anuales totales. Esta respuesta del crecimiento de ancho de anillos con la precipitación, acoplada con el diferencial comportamiento espacial de la precipitación descrito anteriormente, podría estar influyendo sobre los registros dendrocronológicos, generando un crecimiento desigual de los árboles entre los diferentes sitios de muestreo. Esto se aprecia en el análisis de correlación entre las cronologías, en donde no se identificaron correlaciones significativas.

Es posible que la reducida correlación entre las variables climáticas y los crecimientos de ancho de anillos en WEI pueda deberse a que la señal climática no logró ser adecuadamente aislada de los efectos generados por los disturbios ambientales, mediante las estandarizaciones empleadas. Esto puede ser consecuencia a la proximidad del sitio de muestreo a las actividades de aprovechamiento forestal actuales e históricas y, adicionalmente, a las extracciones domésticas actuales (madera para construcción y leña para uso energético), ya que el pueblo de Weisburd se encuentra a corta distancia del sitio. Complementariamente, esta reducida señal climática registrada por los anillos de crecimiento podría deberse a que el uso de datos climáticos de estaciones meteorológicas distantes no refleja completamente las condiciones agroclimáticas locales y los gradientes *in situ* de la disponibilidad de agua del suelo y la severidad del balance hídrico negativo.

Se encontró una correlación positiva significativa entre las cronologías y la precipitación zonal de algunos meses del periodo de crecimiento previo (WEI), del periodo otoño-invierno (mayo, junio) (LYE) y en primavera (octubre, noviembre y diciembre) (PAL). Esta vinculación podría estar indicando una influencia de las precipitaciones previas al periodo de crecimiento sobre la fisiología de la planta, generando una acumulación de reservas que podrían facilitar la ruptura de la latencia vegetativa y por consiguiente un mayor crecimiento diamétrico (De Lillis y Fontanella, 1992; Montenegro *et al*, 1980). Este comportamiento del género *Schinopsis* también fue registrado por López y Villalba (2016), indicando que después de la temporada seca de invierno y principios de primavera, las precipitaciones de octubre a febrero favorecen el crecimiento de los árboles, siendo particularmente las precipitaciones de octubre las que están más fuertemente relacionadas con el crecimiento radial, tal como sucede en PAL. Paredes-Villanueva *et al* (2015) también identificaron la significativa correlación positiva durante octubre y noviembre entre las lluvias y el crecimiento de ancho de anillos, resaltando la alta sensibilidad de la especie *Amburana cearensis* al cambio de disponibilidad de agua tan pronto como comienza la temporada de lluvias.

Complementariamente, se identificaron correlaciones positivas entre las tres cronologías y la precipitación zonal de dos años consecutivos, lo cual reforzaría la interpretación de la importancia que ejerce la acumulación de reservas precedentes para favorecer el crecimiento radial actual. Esta afirmación es consistente con el análisis de Brienen y Zuidema (2005) y Paredes-Villanueva *et al* (2015) que atribuyeron la relación entre la variación en el ancho del anillo y las condiciones de almacenamiento del agua en la profundidad del nivel freático o el tallo del árbol (Borchert, 1994) durante el año de crecimiento anterior, para el género *Amburana*.

Las correlaciones entre las cronologías y la temperatura mensual (Figura 46) mostraron valores negativos significativos en la cronología de LYE durante el año de crecimiento del anillo,

en PAL esta correlación negativa se produjo durante el año previo de crecimiento y, durante el mismo periodo, en WEI se apreciaron correlaciones positivas significativas. Esta disparidad de comportamientos podría ser producto de la considerable distancia entre las estaciones meteorológicas que poseen registros de temperatura y los sitios de muestreo de PAL y WEI. Sin embargo, a pesar del diferencial comportamiento entre cronologías y temperaturas mensuales, se encontró una correlación significativa negativa entre las tres cronologías y los registros promedios de temperatura de los meses previos al crecimiento (octubre, noviembre, diciembre). Esto podría indicar una influencia negativa de las altas temperaturas previas al inicio de la ruptura de la dormancia vegetativa, consecuencia de un pico negativo en el balance hídrico.

En este sentido el PDSI, que cuantifica de manera relativa los estados de humedad y sequía, no solo teniendo en cuenta la precipitación actual, sino que además incluye la temperatura, la precipitación previa y la escorrentía, muestra una significativa coherencia con el desarrollo del crecimiento de los anillos, tanto en la etapa de crecimiento actual, como así también en el periodo previo al inicio de crecimiento. Los valores positivos de PDSI corresponden a meses con mayor cantidad de lluvias (actuales y previas) y menor temperatura; por el contrario, valores negativos corresponde a meses poco lluviosos (actuales y previos) y altas temperaturas. La correlación mensual entre las cronologías y el PDSI, si bien en algunos casos no alcanza el nivel de significancia, en general arroja valores positivos durante los meses del crecimiento actual a partir del mes de enero hasta abril y durante los meses previos al crecimiento actual (mayo, junio, julio y parcialmente agosto), indicando que las condiciones de balances hídricos positivos previos al crecimiento influyen posteriormente en el crecimiento del anillo de manera positiva, ya que el árbol todavía se encuentra en condiciones de adquirir reservas debido a que todavía existen hojas maduras que están en actividad fotosintética. Por el contrario, durante los meses de octubre, noviembre y diciembre existen temperaturas medias a elevadas y reducidas precipitaciones que influyen de manera negativa en el crecimiento de los anillos. Esta respuesta del PDSI coincide con las asociaciones positivas observadas entre las cronologías y la precipitación previa al periodo de crecimiento, lo que sugiere que la formación del leño es sensible al estrés de la sequía anterior al inicio de la temporada de crecimiento. López y Villaba (2011) y Paredes-Villanueva *et al* (2015) también identificaron, para las especies *Centrolobium microchaete* y *Amburana cearensis*, respectivamente, de los bosques tropicales secos del Cerrado Boliviano, que la variación interanual en el crecimiento de los árboles está relacionada con el suministro de agua (es decir, el equilibrio entre la precipitación y la evapotranspiración), que a su vez está regulada en gran medida por la temperatura. Lucas *et al* (2018) registraron la influencia negativa de las máximas temperaturas sobre el crecimiento de ancho de anillo durante el verano en la especie *Scutia buxiflora* en el bioma Pampeano (Uruguay). De la misma manera, Espinosa *et al* (2018) también identificaron la influencia de las temperaturas sobre el crecimiento de *Geoffroea spinosa* en bosques tropicales secos de Ecuador, consecuencia del aumento de la tasa de evapotranspiración, siendo los sitios de estudio más secos y moderadamente calientes donde se encontraron correlaciones significativas entre el crecimiento y PDSI. Pagotto *et al* (2015) demostraron que la temperatura del aire, a pesar de ser un elemento relativamente constante durante todo el año en la región de Caatinga (Brasil), refleja una incidencia negativa en relación con el crecimiento de *Poincianella pyramidalis* en la época estival, siendo los periodos con altas temperaturas y bajas precipitaciones los que principalmente restringen el crecimiento secundario. El déficit hídrico y las altas temperaturas provocan un cierre de los estomas de las hojas para minimizar la

transpiración, pero al mismo tiempo reduce el ingreso de Dióxido de Carbono y como consecuencia se ve afectada la tasa fotosintética (Taiz y Zeiger, 2006), reduciendo de esta manera el crecimiento leñoso.

Los eventos Niño/Niña ejercen influencia sobre la variabilidad en la precipitación en diversas regiones de América del Sur tropical y subtropical (NE de Brasil, Altiplano Boliviano/Peruano, SESA, entre otros), las cuales son regiones lindantes al área de estudio (Boulanger *et al.*, 2005; Garreaud *et al.*, 2009; Lucas *et al.*, 2018). Nuestros resultados indican la ausencia de valores significativos para los análisis de correlación (mensual, anual, bianual y los periodos OND y DEF) entre las cronologías y el MEI, lo cual podría indicar que esta oscilación regional tiene una reducida influencia sobre el crecimiento de los anillos, relacionado con la precipitación en el Chaco semiárido. En este sentido, diversos trabajos también evidenciaron que este índice no posee significativa incidencia sobre las lluvias de la región semiárida del Chaco (Heinzenknecht, 2011; Hurtado *et al.*, 2013; Penalba y Rivera, 2016).

4.4.4 Relación espacial crecimiento – variables climáticas a gran escala

Los patrones espaciales de correlación entre las tres cronologías de ancho de anillos de *S. lorentzii* y la temperatura superficial del mar (SST) durante los meses de septiembre a abril (temporada en donde se concentran las precipitaciones), para el periodo 1950-2007, muestran correlación positiva en la zona subtropical del Océano Atlántico, con mayores valores para las cronologías LYE y PAL. Esta correspondencia se condice con las interpretaciones realizadas por diversos trabajos (Díaz *et al.*, 1998; Ferrero y Villalba, 2009; Garreaud *et al.*, 2009; Nogués-Paegle y Mo, 2002 y Vera *et al.* 2006b), indicando que las anomalías asociadas con las temperaturas del océano Atlántico sur subtropical occidental pueden influir en la variabilidad interanual de la precipitación relacionada con el SAMS en las regiones noreste y noroeste de Argentina. En este mismo sentido, Barros *et al.* (2000) revelan que una temperatura de la superficie del Océano Atlántico sur más cálida se asocia con un desplazamiento al sur de la posición climatológica del SACZ, transportando mayor humedad desde el Océano Atlántico al sur de Brasil, Uruguay y el noreste de Argentina. Complementariamente, un SACZ desplazado hacia el sur tiende a ser más débil y podría favorecer el desarrollo de un SALLJ más intenso (Herdies *et al.* 2002), generando como consecuencia mayor transporte de humedad desde la Amazonía a las latitudes subtropicales de América del Sur.

En concordancia con estas interpretaciones, las correlaciones de las cronologías LYE y PAL y la precipitación del periodo estival (septiembre-abril), muestran relaciones significativas en la región chaqueña semiárida y húmeda de Argentina, al oeste de Paraguay, este de Bolivia y centro-sur de Brasil, coincidente con las regiones influenciadas por el SALLJ. Ferrero y Villalba (2019) observaron patrones espaciales similares empleando componentes principales de la precipitación de estaciones meteorológicas del NOA, indicando la notable relación entre la variabilidad de la humedad en el NOA y las variaciones de la fuerza del SALLJ. Por otro lado, los patrones espaciales de correlación entre WEI y la precipitación indican relaciones positivas en la región centro y sur de Argentina, Uruguay y extremo sur de Brasil. Esta respuesta diferencial del crecimiento de ancho de anillos sugiere que esta cronología está siendo influenciada más fuertemente por la humedad transportada por el desplazamiento hacia el sur de la posición climatológica del SACZ.

En correspondencia con estos resultados y los observados por Vuille y Keimig (2004), los patrones espaciales de correlación entre las cronologías de LYE y PAL y la radiación de onda larga

saliente (OLR) a 850 hPa muestran una relación entre la precipitación y la nubosidad ubicada en el flanco este de los Andes, zona centro-sur de la Amazonía y región subtropical del Océano Atlántico, reforzando de esta manera la interpretación de que el mecanismo de forzamiento de la humedad en el NOA desde el Atlántico sur subtropical se complementa con el SALLJ que transporta aire cálido y húmedo desde la cuenca del Amazonas hacia latitudes subtropicales (NOA); y los patrones espaciales de correlación entre la cronología WEI y la OLR a 850 hPa muestran una correspondencia entre la precipitación y la nubosidad en el centro de Argentina, Uruguay y sur de Brasil, denotando el predominio del SACZ en esta región.

4.5 Conclusiones

Se logró desarrollar tres cronologías de ancho de anillos con datación exacta, empleando la especie arbórea *Schinopsis lorentzii*, distribuidas en diferentes latitudes del Chaco semiárido de Argentina, para el período máximo de 1736-2007, con adecuados valores en los parámetros que cuantifican la calidad de las cronologías (sensibilidad media, correlación entre series, Rbar y EPS).

Las cronologías de ancho de anillos para los tres sitios registran una variabilidad relativamente constante en el crecimiento, hasta aproximadamente la década de 1950, a partir de la cual se destaca un incremento en los valores interanuales de crecimiento, indicando un "salto" positivo en la precipitación.

Se distinguió una significativa diferencia entre el Incremento Medio Anual (IMA) promedio en LYE (0.174 cm/año) respecto al IMA promedio de PAL y WEI (ambos 0.524 cm/año), identificando como consecuencia la diferencial intensidad del aprovechamiento forestal entre los sitios y la condición edáfica.

Se cuantificó, en general, una correlación positiva significativa entre las cronologías de ancho de anillos de *S. lorentzii* y la precipitación zonal mensual de los meses del periodo estival, constituyéndose en un proxy confiable de la variabilidad interanual de la precipitación durante el período de mayores lluvias. Así mismo, se encontró una correlación positiva significativa con la precipitación zonal de algunos meses del periodo otoño-invierno y primavera, indicando una influencia de las precipitaciones previas al periodo de crecimiento sobre la fisiología de la planta. Complementariamente, se identificaron correlaciones positivas con la precipitación zonal de dos años consecutivos, reforzando la interpretación de la importancia que ejerce la acumulación de reservas precedentes para favorecer el crecimiento radial actual.

Las correlaciones entre las cronologías y los registros de temperatura de los meses previos al crecimiento, mostraron valores negativos significativos, lo que podría advertir una influencia negativa de las altas temperaturas previas al inicio de la ruptura de la dormancia vegetativa, consecuencia de un pico negativo en el balance hídrico.

El PDSI muestra valores positivos durante los meses del crecimiento actual y durante los meses previos al crecimiento actual, demostrando que las condiciones de balances hídricos positivos previos al crecimiento influyen posteriormente en el crecimiento del anillo de manera positiva y, por consiguiente, señalando que la formación del leño es sensible al estrés de la sequía anterior al inicio de la temporada de crecimiento.

Los patrones espaciales de correlación entre las cronologías y la temperatura superficial del mar (SST) durante el periodo de precipitaciones, indican que las anomalías de las temperaturas en la zona subtropical del Océano Atlántico influyen en la variabilidad interanual de la precipitación en las regiones noreste y noroeste de Argentina, relacionado con el SACZ y el

desarrollo del SALLJ. En este sentido, los patrones espaciales de correlación de LYE y PAL con la precipitación del periodo estival, muestran relaciones significativas en las regiones en donde el SALLJ ejerce influencia. Por otro lado, los patrones espaciales entre WEI y la precipitación denotan relaciones positivas en regiones donde SACZ posee mayor influencia cuando se encuentra desplazado hacia el sur de su posición climatológica.

Finalmente, los patrones espaciales de correlación de las cronologías LYE y PAL con la radiación de onda larga saliente OLR a 850 hPa muestran una relación entre la precipitación y la nubosidad ubicada en el flanco este de los Andes, zona centro-sur de la Amazonía y región subtropical del Océano Atlántico, reforzando la interpretación de que el mecanismo de forzamiento de la humedad en el noroeste de Argentina (NOA) desde el Atlántico sur subtropical se complementa con el SALLJ. En cambio, se observó un patrón espacial de correlación positiva entre WEI y OLR, en el centro de Argentina, Uruguay y sur de Brasil, denotando el predominio de transporte de humedad a través del SACZ en esta región.

Estos resultados demuestran la potencialidad que posee la especie *S. lorentzii* para registrar una respuesta diferencial del crecimiento de ancho de anillos entre sitios con diversas condiciones climáticas y oscilaciones atmosféricas de transporte de humedad disímiles.

Estos registros dendrocronológicos sensibles al clima constituyen una herramienta valiosa para reconstruir las variaciones de precipitación del pasado en la región, en donde los registros instrumentales son escasos, y establecer las influencias de las oscilaciones regionales en la modulación de la variabilidad climática regional. Adicionalmente brinda información fundamental para el manejo sostenible de los bosques secos en la América del Sur subtropical.

Capítulo 5

Discusión final integradora y conclusiones generales

5.1 Discusión integradora

Retomando el objetivo general del trabajo y los objetivos específicos definidos, se exponen a continuación las principales discusiones sobre las interpretaciones alcanzadas y la vinculación entre los registros multiproxies empleados con un enfoque integrador, logrando de este modo obtener una interpretación más robusta sobre la variabilidad paleoclimática, la dinámica del paisaje y los paleoambientes, a distintas escalas espaciales y temporales, en el Chaco semiárido argentino.

5.1.1 Variabilidad paleoclimática

5.1.1.1 Heterogeneidad espacial de las precipitaciones.

En el marco de un enfoque espacial macroregional, nuestros registros lacustres y dendrocronológicos son consistentes con numerosos estudios paleoclimáticos ubicados al este de diagonal árida de América del sur, descrita por Bruniard (1982) y Piovano *et al.* (2009), identificando un contraste con las reconstrucciones emplazadas en la diagonal árida. La distinción identificada es el efecto de dos sistemas de circulación atmosférica con diferentes fuentes de humedad: por un lado, el Sistema de Monzones de América del Sur (SAMS), que transporta la humedad tropical y amazónica del Atlántico al este de la Diagonal árida de América del Sur y, por otro lado, la humedad proveniente del Atlántico Sur y de los vientos del oeste del Pacífico, que la transportan y distribuyen en la Diagonal árida de América del sur.

En un contexto regional, los análisis realizados sobre los datos instrumentales de precipitación del Chaco semiárido argentino y la transición con las Yungas, en las Sierras Subandinas, permitieron discriminar aquellas estaciones meteorológicas con patrones de precipitación similar, las cuales poseen una diferenciación respecto a la ubicación latitudinal y longitudinal dentro de la ecorregión. Este comportamiento espacial disímil de la precipitación se apreció en la reconstrucción climática mediante sedimentos lacustres de la Laguna Yema, empleando proxies mineralógicos, geoquímicos y palinológicos, con una cronología alcanzada a partir de ^{14}C AMS y espectrometría de rayos gamma (isótopo ^{210}Pb). El análisis de correlación entre la disponibilidad de agua reconstruida obtenida a partir de los sedimentos lacustres y el conjunto de datos climatológicos de las estaciones meteorológicas, mostraron correlaciones significativas positivas con las estaciones meteorológicas ubicadas en la zona de transición entre chaco semiárido y las Sierras Subandinas y correlaciones no significativas en el Chaco semiárido, señalando que estos registros son más sensibles a modificaciones en las condiciones de humedad del partes bajas de las laderas orientales de las Sierras Subandinas, donde coincidentemente existe una elevada pluviosidad. En los registros dendrocronológicos de *Schinopsis lorentzii* se advirtió que cada cronología de ancho de anillo cuantifica de manera diferencial la ubicación de las condiciones climáticas pasadas. Mientras que las cronologías de ancho de anillo Laguna Yema (LYE) y Las Palmitas (PAL) son representativas de la precipitación en la región chaqueña semiárida y húmeda de Argentina, al oeste de Paraguay, este de Bolivia y centro-sur de Brasil, la cronología Weisburd (WEI) muestra diferencias respecto a los anteriores

patrones, con mayor correlación con la precipitación en la zona centro y sur de Argentina, extremo sur de Brasil y Uruguay.

Las consecuencias de esta variabilidad en los patrones de precipitación están dadas por una serie de factores interactuantes. La corriente en chorro de capas bajas (SALLJ) tiene una notable influencia en la distribución de las lluvias desde la perspectiva espacial latitudinal, transportando humedad desde la Amazonía a las latitudes subtropicales de América del Sur. Adicionalmente, el desplazamiento hacia el sur de la posición climatológica de la zona de convergencia del Atlántico sur (SACZ), producto de una temperatura más cálida de la superficie del Océano Atlántico sur, transporta mayor humedad desde ese sector del Océano hacia el sur de Brasil, Uruguay y el noreste de Argentina (Barros *et al.*, 2000). Un SACZ desplazado hacia el sur tiende a ser más débil y podría favorecer el desarrollo de un SALLJ más intenso (Herdies *et al.* 2002). Complementariamente, estas circulaciones atmosféricas asociadas a la topografía de los Andes inducen marcadas diferencias en los regímenes de precipitación en cortas distancias, con gradientes de lluvia de este a oeste, que interactúan con variaciones de temperatura generadas por los cambios de elevación. Castino *et al.* (2017) encontraron comportamientos diferenciales de la precipitación en función de la altura, identificando patrones de precipitación mixtos sin tendencias significativas en elevaciones bajas, positivos en la transición entre elevaciones bajas e intermedias y negativos en elevaciones altas. También Ferrero y Villalba (2019) identificaron que los patrones de variabilidad espacial muestran una asociación entre la precipitación y la topografía en el Noroeste Argentino (NOA), indicando que la precipitación en las tierras bajas (por debajo de 900 msnm), en algunos casos, presentan una relación inversa con la registrada en las elevaciones superiores y, adicionalmente, revela que las estaciones ubicadas en el sector noreste de la región chaqueña semiárida, en ocasiones muestran variaciones de lluvia opuestas a las registradas en la mayoría de las estaciones meteorológicas del NOA.

5.1.1.2 Oscilaciones temporales paleoclimáticas

Teniendo presente la variabilidad espacial de la precipitación, se identificaron distintas oscilaciones temporales en la disponibilidad de humedad, tanto en la región chaqueña semiárida, como en las Sierras Subandinas. La reconstrucción paleoclimática a partir de los sedimentos lacustres, que poseen sensibilidad del estado de humedad principalmente de la zona de transición entre Chaco semiárido y las Sierras Subandinas, revela la existencia de cuatro fases principales: i) De 1455 a 1640 CE se presentan condiciones dominantes de humedad, las que se tornan más secas al final del período; ii) seguido de una fase de disponibilidad hídrica intermedia de 1640 a 1765 CE, con mayor disponibilidad entre 1655 y 1680 CE; iii) posteriormente entre 1765 y 1945 CE, se presenta un patrón oscilante con períodos alternantes de humedad y aridez y iv) finalizando con un aumento en la tendencia de la disponibilidad de agua (1945 a 2008 CE).

En la ventana temporal donde coinciden la reconstrucción de la disponibilidad de agua a partir de sedimentos lacustres y las cronologías de ancho de anillo (1736 a 2007 CE), se aprecian diferencias y concordancias respecto a la variabilidad de humedad (Figura 50). La reconstrucción obtenida mediante sedimentos muestra fases de humedad y aridez de menor variabilidad temporal respecto a las reconocidas en los muestreos dendrocronológicos, debido a la existencia de numerosos procesos hidrológicos y geomorfológicos dentro de la cuenca que ejercen una atenuación en la señal paleoclimática, capturando mayormente una señal regional a nivel de cuenca. La mayor variabilidad de la humedad obtenida mediante las cronologías de

ancho de anillo, con fases más cortas, sugiere que este indicador posee mayor sensibilidad a los cambios de humedad. Los periodos de mayor humedad que se registraron mediante las cronologías de ancho de anillo se presentan en: 1738-1746, 1762-1766 (LYE), 1953-1959 (PAL y WEI), 1960 (LYE), 1972-1980 (PAL y WEI), 1989-1992 (LYE y PAL), 1996-2001 (WEI) y 2006 (PAL). Por otro lado, los periodos de mayor aridez se ubican entre los años 1790-1794, 1941-1948 (LYE), 1964-1969 (WEI), 1968-1983 (LYE), 1981-1985, 1993-1998 (PAL) y 2004-2007 (WEI).

En un análisis de correlación entre las cronologías de ancho de anillos, la reconstrucción de la disponibilidad de humedad a partir de los sedimentos lacustres y las funciones spline de 15 años de los registros mencionados (Apéndice VII), no se obtuvieron correlaciones significativas, indicando un comportamiento espacial disímil de la precipitación, puesto que la reconstrucción mediante sedimentos lacustres es más sensible a las condiciones de humedad en la cuenca alta y las cronologías de ancho de anillo a las condiciones de humedad del Chaco semiárido.

Nuestros registros revelan incrementos sustanciales de humedad en el periodo 1950 a 2007 CE. La reconstrucción de la disponibilidad de agua mediante sedimentos lacustres denota una fase general más húmeda durante el periodo mencionado, mientras que las cronologías de ancho de anillo registran un incremento en la variabilidad en los valores interanuales de crecimiento, mostrando numerosos picos de crecimiento extraordinarios (Figura 50), indicando de esta forma un salto cuantitativo en las precipitaciones. Diversos trabajos, que emplearon registros meteorológicos para los análisis, identificaron un salto en los valores medios de la precipitación a partir de fines de la década de 1950, dentro del intervalo 1935-1990 en el Noroeste Argentino (NOA) (Ferrero, 2011) y en la región sudeste de América del Sur (SESA, siglas en inglés) durante el periodo 1901-2000 (Penalba y Vargas, 2004), siendo diferente el año en que comienza el período positivo en cada subregión del SESA. Este fenómeno también fue registrado por Minetti y Vargas (1997) y Minetti *et al.* (2001), que indicaron un cambio de magnitud en la precipitación relativamente importante a partir de las décadas 1950-60 e intensificándose a partir de 1970. Ferrero y Villalba (2019) muestran para la región NOA un importante aumento en la precipitación a mediados de los años cincuenta y mediados de los setenta. Un comportamiento similar fue registrado al este de los Andes de Argentina por Castañeda y Barros (1994).

En nuestros análisis fluviomorfológicos no se logró registrar este significativo cambio debido a que el periodo analizado inicia en 1976, limitados por la disponibilidad de imágenes satelitales más antiguas.

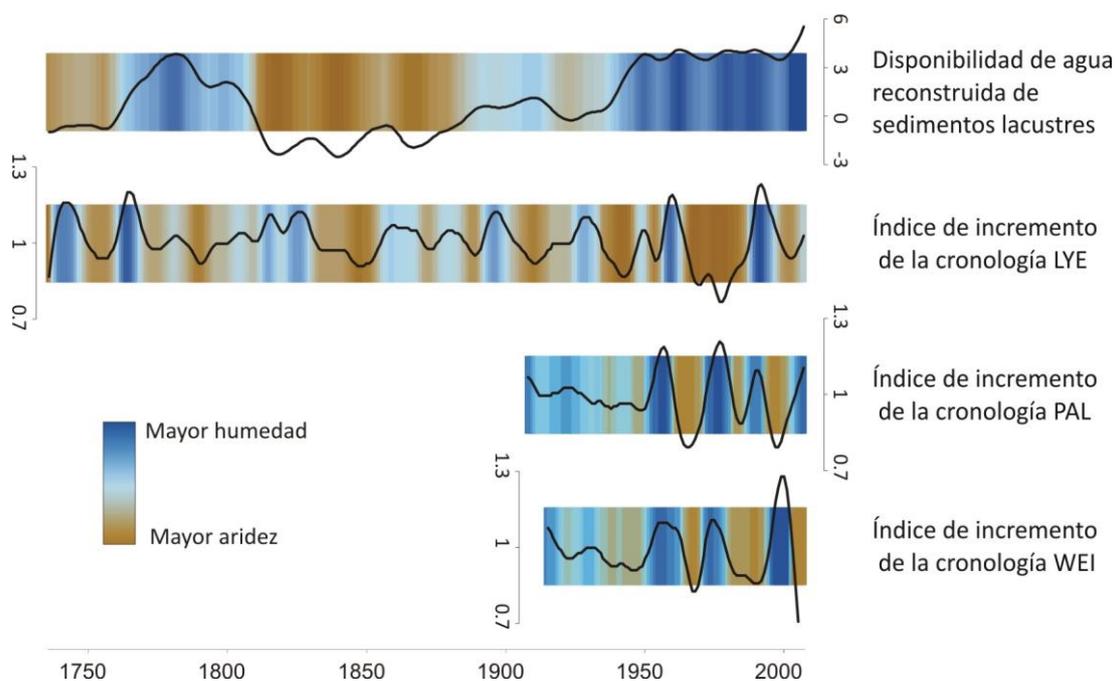


Figura 50. Señales paleoclimáticas de la variabilidad de humedad obtenidas a partir de las interpretaciones de las variables multiproxies de sedimentos lacustres de Laguna Yema y cronologías de ancho de anillo de *Schinopsis lorentzii*. Las señales se grafican mediante una función spline de 15 años para mostrar las variaciones interdecadales (Cook y Peters, 1981).

5.1.2 Transformación paleoambiental

Nuestros estudios muestran, durante el periodo 1997 a 2018, una correlación positiva significativa entre el índice de sinuosidad del cauce del río Bermejo y la superficie acumulada de los desmontes, ubicados en la cuenca alta y zona de transición con la cuenca baja. Estos resultados evidencian que los procesos de erosión y el transporte de sedimentos en el río Bermejo se encuentran notablemente condicionados por la cobertura del suelo. Durante el periodo indicado, la mayor cantidad de superficies desmontadas en la cuenca del río Bermejo se extiende sobre las regiones fitogeográficas del Chaco (281,826 ha desmontadas) y el sector de menor altitud de las Yungas, la Selva pedemontana (100,211 ha desmontadas), ambas coincidentes con los sectores en donde se generan las mayores precipitaciones de la cuenca. Los procesos de cambio de cobertura del suelo, específicamente la remoción, alteración o degradación de la cobertura vegetal, producto de actividades antrópicas, tales como agricultura extensiva, ganadería con pasturas exclusivas, sistema silvopastoril no sustentable, extracción intensiva de madera sin manejo e incendios forestales intencionales, tienen influencia directa sobre la susceptibilidad de erosión y la disponibilidad de grandes cantidades de sedimento en toda la cuenca, que conducen a una agradación general del sistema fluvial. Estos cambios, combinados con la variabilidad de la precipitación, provocan procesos de transporte de sedimentos diferenciales, los cuales lograron ser identificados y aislados mediante análisis multivariados (PCA y RDA) de la geoquímica y mineralogía de nuestros registros sedimentológicos de Laguna Yema, reconociendo una disparidad en el ingreso y deposición en la laguna de minerales pesados que, debido a su mayor tamaño, peso y forma, necesitan más energía para ser transportados por el agua, y minerales livianos que, debido a su forma plana y menor peso relativo, requieren menos energía.

Los cambios paleoambientales debidos a las variaciones en las condiciones de aridez y humedad, también fueron registrados por la señal palinológica de los sedimentos lacustres, tanto a escala local como regional. En los periodos donde existe un incremento en la disponibilidad de agua, se origina una expansión de la laguna, generando un aumento en el desarrollo de *Alternanthera aquatica* y Juncaginaceae (tipos polínicos pertenecientes al grupo de plantas acuáticas), promovidos además por una afluencia de nutrientes de la cuenca debido al aumento del caudal del río que la alimenta. Por otro lado, durante los periodos de aridez el lago experimenta una regresión, las zonas costeras aumentan en superficie y se vuelven más húmedas, generando condiciones favorables para el desarrollo de vegetación herbácea (tipos polínicos Poaceae, *Ambrosia*, Amaranthaceae/Chenopodiaceae) y, complementariamente, la aparición de especies colonizadoras de sitios húmedos como los helechos (trilete spores) (Torres *et al.*, 2016; Williams *et al.*, 2011). Estos cambios paleoambientales corresponden a una señal polínica local, estrechamente relacionadas con las condiciones ambientales circundantes a la laguna. Desde el punto de vista regional, los tipos polínicos *Bulnesia*, *Prosopis* (Árboles) y *Celtis* (Arbustos), tienen una relación directa con la disponibilidad de agua, mostrando un aumento durante los períodos húmedos. La relación entre los tipos polínicos totales del grupo Árboles y la disponibilidad de agua solo se aprecia desde 1455 CE hasta el siglo XIX; a partir de ese periodo hasta la actualidad, se distingue una disminución en las proporciones totales de polen de este grupo, debido a que las especies de árboles tuvieron una reducción en la densidad por la explotación forestal selectiva intensiva (Morello *et al.*, 2005; Zarrilli, 2000). La presencia de ganado en el área se remonta a finales del siglo XVII (Gelman y Barsky, 2012), sin embargo, no se identificó un impacto en los registros polínicos, probablemente porque históricamente el tipo de manejo fue extensivo (baja carga animal) y principalmente para subsistencia (Valenzuela, 2002).

5.1.3 Dinámica del paisaje

La integración de las variables multiproxies permitió interpretar que, tanto en el pasado como en la actualidad, existe una notoria variabilidad en la precipitación, con una fuerte influencia sobre la dinámica del paisaje, no solo en las partes bajas de las laderas orientales de las Sierras Subandinas y Serranías de Santa Bárbara, donde existe mayor cantidad e intensidad de precipitación y, consecuentemente, mayor erosión fluvial y fenómenos de remoción en masa, sino también en la llanura del Chaco semiárido ubicada frente del orógeno, donde la deposición continua de sedimentos modela notablemente el paisaje y las formaciones vegetales asociadas.

Nuestros estudios de la fluviomorfología reciente indican una relación positiva significativa entre el desplazamiento del cauce del río Bermejo y los datos de caudal medio anual y caudal medio diario máximo anual de numerosas estaciones hidrométricas ubicadas, tanto en la cuenca alta, como en la cuenca baja. Este aumento del caudal, producto de mayores precipitaciones en la cuenca alta, genera un incremento en la energía de erosión y, consecuentemente, un acrecentamiento en los volúmenes de los materiales en suspensión que transporta el río. Esta mayor carga sedimentaria origina un desequilibrio en los procesos de deposición y erosión del lecho del río, causando avulsiones. Estos cambios de ubicación del cauce demuestran la susceptibilidad de los ecosistemas del Chaco semiárido, ya que, independientemente de los cambios del clima, pueden ser afectados por bruscos cambios de humedad local, debido al desplazamiento lateral del cauce del río Bermejo, como por ejemplo,

la actual llanura de inundación o los ambientes de humedales pueden transformarse a zonas más secas.

El estudio de la paleomorfodinámica del paisaje de un sector de la llanura chaqueña semiárida, permitió identificar la interdigitación de los depósitos sedimentarios de los ríos Bermejo y Pilcomayo; indicando que, en el pasado, estos ríos atravesaban la llanura chaqueña en otras ubicaciones respecto a las actuales. Los sedimentos de paleocauces del río Pilcomayo depositados durante el Norgripiense a Megalayense (Holoceno medio-tardío) y los del río Bermejo, acumulados durante el Megalayense (Holoceno tardío), presentan una clara considerable diferencia textural, con proporciones relativamente similares de arena fina y media para el Pilcomayo y principalmente arena fina en los depósitos del río Bermejo. Baumann *et al.* (2002) revelan que en el Chaco los grandes ríos disectaron la planicie y depositaron grandes volúmenes de sedimentos aluviales arenosos a partir del Pleistoceno, suponiendo un clima árido a semiárido, con poca cobertura vegetal y lluvias esporádicas muy concentradas, que generaron grandes caudales y una deposición rápida. Estudios paleoambientales llevados a cabo por May *et al.* (2008) en el Chaco boliviano, indican que la agradación fluvial y las avulsiones fueron pronunciadas durante el Norgripiense, interpretando un paisaje activo, caracterizado por una cobertura forestal reducida y mayores incendios producto de una mayor aridez, aseverando que la formación generalizada del suelo y la estabilidad del paisaje comienzan después de 4000 años BCE, lo que indica el inicio de condiciones más estables de humedad y una cubierta forestal sucesivamente más densa en el Chaco boliviano. Estas interpretaciones son consistentes con nuestros registros, en donde se aprecian fundamentalmente sedimentos arenosos, desde la base de la perforación hasta ~4000 años BCE, y posteriormente se registran sedimentos con una clase textural más fina.

Adicionalmente a los sedimentos fluviales, diversos trabajos incorporan en la dinámica del paisaje, la presencia de loess y arenas eólicas depositados durante los períodos áridos del Cuaternario superior (Iriondo, 1999; Moretti *et al.*, 2012; Sayago, 1995). Los depósitos loésicos se mezclan con las arenas fluviales y limos en todo el Chaco (Sayago *et al.*, 2001) y se encuentran mejor representados en las áreas de interfluvio donde existe mayor estabilidad. En nuestros sedimentos de paleocauces el aporte es minoritario y no se identifican estos depósitos de manera aislada, sin embargo, en los sedimentos lacustres se apreciaron procesos de deposición de minerales más ligeros (arcillas) durante condiciones áridas en la cuenca de la Laguna Yema, lo que se asoció a una reducida cobertura vegetal regional, que facilitó la deflación de sedimentos someros.

Estos procesos paleomorfodinámicos originaron una marcada heterogeneidad en el Chaco semiárido, con numerosas asociaciones vegetales, las cuales se encuentran en relación directa con la antigüedad, textura y potencia de los depósitos fluviales, que generaron diferentes condiciones edáficas y retención de humedad. El reconocimiento de la geomorfología y la identificación de la diversidad y estructura vegetal asociada constituyen herramientas para entender la heterogeneidad del paisaje del Chaco semiárido y delinear los diferentes usos de suelo que pueden ser sustentables en cada tipo de sitio ecológico.

5.1.4 Riesgos y amenazas

Una de las principales amenazas sociales y productivas de la región chaqueña semiárida es la deficiencia de agua (COBINABE, 2000), consecuencia del balance hídrico negativo, producto de las escasas precipitaciones (500 a 750 mm anuales) y la elevada evapotranspiración,

propiciada por las considerables temperaturas (Boletta, 1988). Los patrones espaciales de correlación entre la cronología de ancho de anillo LYE y el índice de severidad de sequía de Palmer (PDSI), el cual utiliza datos de temperatura y precipitación, permitiendo la identificación de estados de humedad (valores positivos) y déficit hídrico (valores negativos) (Wells *et al.*, 2004), muestran correlaciones positivas en la región chaqueña semiárida, este de Bolivia, oeste de Paraguay y centro-sur de Brasil. Esta correlación denota la fuerte incidencia que existe entre las condiciones climáticas (adecuada humedad y temperaturas medias) y el crecimiento de los árboles. La elevada evapotranspiración y déficit hídrico en la región, generan una elevada susceptibilidad de las producciones agropecuaria y forestal y de la disponibilidad de agua para consumo humano, a las variaciones de la precipitación, es en este delicado aspecto que la reconstrucción de la disponibilidad de agua a través de los registros multiproxies, constituye una herramienta fundamental para definir estrategias de uso del territorio.

Otra de las amenazas del área de estudio son las crecidas provocadas por las corrientes fluviales. El aumento de caudales puede generar inundaciones, con población desplazada, pérdidas en las actividades productivas y deterioro de infraestructura, equipamiento rural y urbano (COBINABE, 2000; El Tribuno, 2018; Página 12, 2020). Complementariamente, el incremento de sedimentos transportados activa procesos de desertificación debido a la salinización y disminución de la productividad agrícola y pecuaria, e incidiendo en la dinámica fluviomorfológica (COBINABE, 2000). Las interpretaciones concernientes a la asociación registrada entre el desplazamiento del cauce del río Bermejo con los caudales medios anuales y los caudales medios diario máximo anuales constituyen herramientas para ser empleadas en políticas sociales y políticas de desarrollo, para minimizar los riesgos potenciales sobre la población, la infraestructura, inversiones o desarrollos tecnológicos en la región chaqueña, producto del movimiento lateral del cauce del río Bermejo. Complementariamente, la significativa relación entre el índice de sinuosidad y la superficie desmontada acumulada, son insumos para generar una planificación hidrológica con enfoque de cuenca en la región de transición de la cuenca alta y baja, siendo este sector donde se desarrollan la mayor cantidad de aprovechamientos agropecuarios y donde el avance de los cambios en la cobertura del suelo (deforestación) está teniendo mayor impacto, alterando significativamente el equilibrio de los ecosistemas (OEA, 2017; Vallejos *et al.*, 2019).

El avance de la presión sobre los bosques nativos en las zonas con adecuada aptitud agrícola de la región chaqueña semiárida y la transición con las Sierras Subandinas se debe, en parte, al aumento relativo de las precipitaciones o corrimiento de las isohietas (Gasparri, 2010; Volante *et al.*, 2016), convirtiendo estas regiones, con regímenes escasos de precipitación, en una zona de explotación sojera (Paolasso *et al.*, 2010). Este salto climático en las precipitaciones identificado en el NOA, se encuentra potencialmente asociado a una reorganización del Océano Pacífico tropical y coincide con un cambio de fase (fría a cálida) de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), que tuvo ramificaciones de especial importancia para la variabilidad climática de las regiones tropicales y subtropicales de América del Sur, asociado con una mejora hacia el sur del SALLJ que transporta la humedad desde la región amazónica (Agosta y Compagnucci, 2008; Marengo *et al.*, 2004; Masiokas *et al.*, 2019). Esto indica que el salto climático y el aumento de las precipitaciones en las regiones estudiadas no poseen un carácter permanente, sino que por el contrario, este cambio de fase, frecuencia e intensidad de los forzantes hemisféricos de la variabilidad climática, vuelven impredecibles las precipitaciones de la región, pudiendo conllevar a grandes impactos en los ecosistemas naturales, principalmente en las tierras

desmontadas para agricultura, en donde los manejos del sistema productivo son marcadamente dependientes de las variaciones y sobre todo de la estacionalidad climática (Magrín *et al.*, 2005; Thomasz *et al.*, 2015).

5.2 Conclusiones generales

El presente trabajo logra reducir la brecha espacial de información paleoclimática y paleoambiental en la región del Chaco semiárido, mediante la vinculación y articulación de una significativa cantidad y diversidad de variables ambientales empleadas como proxies.

Esta variedad de indicadores permitió alcanzar razonamientos desde varias perspectivas, logrando de este modo obtener una interpretación más robusta sobre las dinámicas ambientales y climáticas del área de estudio y esclarecer cuales fueron y son las influencias de las oscilaciones climáticas regionales en la modulación de la variabilidad climática local y regional.

Se logró identificar y caracterizar la heterogeneidad espacial de las precipitaciones, identificando las oscilaciones climáticas asociadas a las características topográficas, que ejercen influencia sobre este comportamiento.

Las distintas variables multiproxies permitieron obtener, con diferentes tipos de sensibilidad espacial y temporal las oscilaciones paleoclimáticas.

Nuestros estudios lograron identificar cambios paleoambientales, producto de las variaciones en las condiciones de humedad mediante la señal polínica regional. Complementariamente, se consiguió valorar la incidencia de la transformación ambiental antrópica, resultante de cambios de cobertura del suelo (deforestación), sobre los procesos erosivos, los procesos de transporte y la carga sedimentaria en los ríos.

Los estudios de paleomorfodinámica del paisaje revelan notables cambios en la dinámica de los ríos Bermejo y Pilcomayo en la llanura chaqueña, especialmente durante el Megalayense y hasta la actualidad, que es el resultado de un período erosivo en las cuencas altas y el depósito de grandes volúmenes de sedimentos aluviales en los mega-abanicos del Chaco.

Nuestros resultados e interpretaciones constituyen herramientas plausibles a ser empleadas para la gestión de riesgos en la región chaqueña semiárida, como un insumo para la elaboración de modelos predictivos de los efectos del cambio climático, planes de mitigación del riesgo de inundación y sequía, cambios en los sistemas productivos y conservación de la biodiversidad, entre otros. Adicionalmente, nuestro trabajo constituye un insumo para la gestión del ordenamiento del territorio, en cual el avance de la frontera agropecuaria para el desarrollo de cultivos extensivos es el principal fenómeno de cambio en la cobertura del suelo.

5.2.1 Perspectivas de actividades futuras

Este trabajo deja abierta una variedad de líneas futuras de investigación susceptibles de ser abordadas. A continuación se mencionan algunas de ellas:

Extender los muestreos dendrocronológicos con la especie *S. lorentzii* a otras regiones del Chaco semiárido y emplear otras especies del mismo género a la ecorregión del Chaco húmedo (*S. balansae*) y al pedemonte de las Yungas (*S. haenkeana*) para alcanzar una visión macroregional detallada de la variabilidad de la precipitación.

Complementar los estudios de morfodinámica de la cuenca baja del río Bermejo con otros estudios similares de los cauces que discurren al Sur (río Juramento) y al Norte (río Pilcomayo) de nuestra actual área de estudio.

Incorporar análisis de carbón vegetal para estudiar las frecuencias de incendios e interpretar la influencia en la dinámica del bosque y la cobertura del suelo y su relación con el proceso erosivo de las cuencas.

Construir modelos predictivos para estudios de la dinámica poblacional y de interacciones hombre – ambiente, desde perspectivas arqueológicas e históricas.

Adicionalmente, se podrá fortalecer las actividades de extensión a través de mesas de gestión de manejo hidrológico con enfoque de cuenca y el ordenamiento ambiental del territorio, aplicando e incorporando las interpretaciones y conclusiones alcanzadas en este trabajo.

6. Bibliografía

- Acuña, LR., Elena, H.J., Bianchi, AR., 2012. Las precipitaciones del noroeste argentino - Periodo 1934 -1990. INTA. En: <https://inta.gob.ar/documentos/las-precipitaciones-del-noroeste-argentino-periodo-1934-1990>.
- Adámoli, J., Ginzburg, R., Torrella, S., 2011. Escenarios productivos y ambientales del Chaco Argentino.1977-2010. Fundación Producir Conservando//GESEAA-UBA.
- Agosta, E. A., Compagnucci, R. H., 2008. The 1976/77 austral summer climate transition effects on the atmospheric circulation and climate on southern South America. *J. Clim.* 21, 4365–4383. doi: 10.1175/2008jcli2137.1.
- Aguiar, S., Mastrangelo, M.E., Collazo, M.A.G., Sans, G.H.C., Mosso, C.E., Ciuffoli, L., Schmidt, M., Vallejos, M., Langbehn, L., Cáceres, D., Merlinsky, G., Paruelo, J.M., Seghezzo, L., Staiano, L., Texeira, M., Volante, J.N., Verón, S.R., 2018. ¿Cuál es la situación de la Ley de Bosques en la Región Chaqueña a diez años de su sanción? Revisar su pasado para discutir su futuro. *Ecología Austral*, 28(2), 400-417.
- Aide, T.M., Clark, M. L., Grau, H.R., López-Carr, D., Levy, M.A., Redo, D., ... & Muñiz, M., 2013. Deforestation and Reforestation of Latin America and the Caribbean (2001–2010). *Biotropica*, 45(2), 262-271.
- Alvarez Francoso, J.I., Camarillo Naranjo, J.M., Limones Rodríguez, N., Pita López, M.A., 2014. Globalclimatemonitor.org: una herramienta de acceso a datos climáticos globales. *International Review of Geographical Information Science and Tecnology. GeoFocus*, 14, 1-6. ISSN: 1578.5157.
- Amsler, M.L., Drago, E.C., Paira A.R., 2007. Fluvial sediments: main channel and floodplain interrelationships. In: Iriondo M.H., Paggi, J.C., Parma M.J. (Eds.), *The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland*. pp. 123-142. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Araujo, P., Juárez de Galíndez, M., Iturre, M., 2007. Crecimiento de las especies principales de un bosque en regeneración del Chaco Santiagueño. *Quebracho - Revista de Ciencias Forestales*, (14), 36-46.
- Argollo J., Murguiart, P., 2000. Late quaternary climate history of the Bolivian Altiplano. *Quaternary International*, 72: 37-51.
- Ashmore, P., 2013. Morphology and dynamics of braided rivers, in: Schroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, vol. 9, *Fluvial Geomorphology*, 289–312.
- Asselman, N.E.M., Middelkoop, H., 1995. Floodplain sedimentation, quantities, patterns and processes. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 481–499.
- Asselman, N.E.M., 1997. Suspended sediment in the river Rhine: the impact of climate change on erosion, transport and deposition [Ph. D. Thesis]. Utrecht University, KNAG/Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen Universiteit Utrecht: Netherlands Geographical Studies 234.
- Ayman, A.A., Ahmed, F., 2009. Meandering and bank erosion of the River Nile and its environmental impact on the area between Sohag and El-Minia, Egypt. *Arab. J. Geosci.* 4 (1), 1–11.

- Baker, V.R., 2000. South American palaeohydrology: future prospects and global perspective. *Quaternary International* 72 (1), 3-5.
- Barros, V., González, M., Liebmann, B., Camilloni, I., 2000. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. *Theoretical and Applied Climatology*, 67, 123-133.
- Battarbee, R., 2000. Palaeolimnological approaches to climate change, with special regard to biological record. *Quat. Sci. Rev.* 19:107–124.
- Baumann, V., Kruck, W., Tchiligririan, P., Marengo, H.G., 2002. Cartografía geológica de llanura. Hoja Geológica 2560-I, Las Lomitas. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Boletín Nº 334. Buenos Aires.
- Baumann, V.; Seggiaro, R.; Azcurra, D., García, V. 2009. Inundación de detritos en la ciudad de Tartagal, Salta. Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, 26 p. (Serie Contribuciones Técnicas “Peligrosidad Geológica” 15).
- Baumann, M., Gasparri, I., Piquer-Rodríguez, M., Gavier Pizarro, G., Griffiths, P., Hostert, P., Kuemmerle, T., 2016. Carbon emissions from agricultural expansion and intensification in the Chaco. *Glob Change Biol.* doi:10.1111/gcb.13521.
- Bender, M.; Sowers, T.; Dickson, M-L.; Orchardo, J.; Grootes, P.; Mayewski, P.A.; and D.A. Meese. 1994. Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100.00 years. *Nature* 372, 663-666.
- Bendini, M., Steimbregger, N., 2015. Trabajo predial y extrapredial en áreas de vulnerabilidad social y ambiental de Argentina. *Asalariados rurales en América Latina*, 147.
- Bennett, K.D., Willis K.J., 2001. Pollen. In: Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M. (Eds) *Tracking environmental change using lake sediments. Terrestrial, algal, and siliceous indicators*, vol 3. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp 5–32.
- Bennion, H., Johnes, P., Ferrier, R., Phillips, G., Haworth, E., 2005. A comparison of diatom phosphorus transfer functions and export coefficient models as tools for reconstructing lake nutrient histories. *Freshwater Biology*, Vol 50, Issue 10, October 2005, pp 1651-1670.
- Beriot, N., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Braconnot, P., Dufresne, J-L., Le Treut, H., Pachauri, R., Cazenave, A., Planton, S., Feral, J-P., 2014. Tracking climate change The IPCC in Four Questions The Hidden Face of Climate Research *Climate Change: Facts and Uncertainties*. CNRS International Magazine, (32), 18-27.
- Bianchi A.R., 1981. Las precipitaciones en el noroeste argentino. INTA, EEA, Salta.
- Bianchi A.R., Yáñez C, 1992. Las precipitaciones en el noroeste argentino. INTA, EEA, Salta.
- Bianchi, A.R., Yáñez, C.E., Acuña, L.R., Elena, H.J., Tolaba Martínez, F.G., 2005. Base de datos mensuales de precipitaciones en el Noroeste Argentino - Periodo 1934-1990. 2da Ed. INTA EEA Salta.
- Bigler, C., Von Gunten, L., Lotter, A.F., Hausmann, S., Blass, A., Ohlendorf, C., Sturm, M., 2009. High-resolution chironomid-inferred temperature history since ad 1580 from varved Lake

- Silvaplana, Switzerland: comparison with local and regional reconstructions. *The Holocene* December 1, 2009 19: 1201-1212.
- Blodgett, T.A., 1998. Erosion rate on the NE escarpment of the Eastern Cordillera, Bolivia Derived from Aerial Photographs and Thematic Mapper Images. Cornell University, Tesis doctoral, 149 p.
- Blum, M.D., 2007. Large river systems and climate change. In: Gupta, A. (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. Wiley, pp. 627–659.
- Blum, M., Martin, J., Milliken, K., Garvin, M., 2013. Paleovalley systems: insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Sci. Rev.* 116, 128–169.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47 (Supplement 1), 2–48.
- Boers, N., Rheinwalt, A., Bookhagen, B. et al, 2014. The South American rainfall dipole: a complex network analysis of extreme events. *Geophys Res Lett* 41:7397–7405. doi:10.1002/2014GL061829
- Boers, N., Bookhagen, B., Marwan, N, Kurths, J., 2015. Spatiotemporal characteristics and synchronization of extreme rainfall in South America with focus on the Andes Mountain range. *Clim Dyn.* doi:10.1007/s00382-015-2601-6
- Boletta, P.E., 1988. Clima. En Casas, R. (ed), *Desmonte y habilitación de tierra de la región chaqueña semiárida*. Pp 7-21. FAO para América Latina y el Caribe. Santiago de Chile.
- Boletta, P.E., 1989. Clima. In: Casas, R. R. *Desmonte y habilitación de tierras en la Región Chaqueña Semiárida*. FAO Ofic. Reg. FAO para Ame. Lat. y el Caribe., Red de Coop. Tec. en usos de los Rec. Nat. en la Reg. Chaq. Semi. Argentina-Bolivia-Paraguay. Santiago, Chile. P 7-21.
- Boninsegna, J.A., Argollo, J., Aravena, J.C., Barichivich, J., Christie, D., Ferrero, M.E., Lara, A., Quesne, C.L., Luckman, B.H., Masiokas, M., Morales, M., Oliveira, J.M., Roig, F., Srur, A., Villalba, R., 2009. Dendroclimatological reconstructions in South America: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 210–228.
- Borchert, R., 1994. Induction of rehydration and bud break by irrigation or rain in deciduous trees of a tropical dry forest in Costa-Rica. *Trees* 8, 198–204.
- Boulanger, J.P., J. Leloup, O. Penalba, M. Rusticucci, F. Lafon y W. Vargas, 2005. Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. *Climate Dynamics* 24:393-413.
- Bradley, R.S., 2015. *Paleoclimatology (3th Edition). Reconstructing Climates of the Quaternary*. ISBN: 978-0-12-386913-5.
- Braier, F.G., Esper, N., Corinaldesi, L., 2004. Estudio de tendencias y perspectivas del sector forestal en América Latina. Informe Nacional – Argentina. Documento de Trabajo - ESFAL/N/01. FAO.
- Brakenridge, G.R., Tracy, B.T., Knox, J.C., 1998. Orbital remote sensing of a river flood wave. *International Journal of Remote Sensing* 19, 1439–1445.

- Brakenridge, G. R., Nghiem, S.V., Anderson, E., Mic, R., 2007. Orbital microwave measurement of river discharge and ice status, *Water Resources Research*, 43.
- Brassiolo, M. M.; Renolfi, R. R.; Gräfe, A. y Fumagalli, A., 1993. Manejo Silvopastoril en el Chaco Semiárido. Quebracho, Nº 1. *Revista de Ciencias Forestales*. ISSN 0328-0543. P. 15-28.
- Brassiolo, M, Pokorny, B., 2000. Crecimiento de plantas jóvenes de quebracho colorado santiagueño. *Quebracho* 8: 64-69.
- Braticevic, S., 2012. Compresión espacial y avance de la frontera agropecuaria. Transformaciones en los usos del suelo en el Chaco central y en el umbral al Chaco. En Ramos, M., *Cuadernos de Antropología, Segunda Época, Número Especial*. Programa de Arqueología Histórica y Estudios Pluridisciplinarios (PROARHEP). Departamento de Ciencias Sociales, Universidad Nacional de Luján. ISSN 0328-9478.
- Brea, J.D.; Busquets, M.S.; Spalletti, P.D., 1996. Estudio sedimentológico preliminar de la Cuenca Inferior del río Bermejo. Evaluación del impacto de las presas de la Alta Cuenca del río Bermejo en la morfología del tramo inferior. Informe LHA 131-01-96. INCYTH-COREBE.
- Brea, J.D.; Spalletti P., 1997. Producción de sedimentos en cuencas de ríos de montaña. Instituto Nacional del Agua y del Ambiente - Laboratorio de Hidráulica y del Ambiente, Informe LHA 150-02-97.
- Brea, J.D., Busquets, M., Spalletti, P.D., 1999. Generación y transporte de sedimentos en la alta cuenca del río Bermejo. Impacto en la hidrovía, delta del Paraná y río de la Plata. FMAM - OEA – PNUMA, Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija.
- Brea, J.D., Busquets, M., Spalletti, P.D., 1999a. Generación y transporte de sedimentos en la alta cuenca del río Bermejo. Impacto en la hidrovía, delta del Paraná y río de la Plata. FMAM - OEA – PNUMA, Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija.
- Brea, J.D., Spalletti, P.D., Busquets, M., 1999b. Análisis de la dinámica fluviomorfológica del río Bermejo Inferior. FMAM - OEA – PNUMA, Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija. Informe LHA 178-02-99. INA.
- Brea, J.D, Spaletti, P., 2010. Generación y transporte de sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo. CONIBAE. Buenos Aires 2010. 230 p. ISBN 978-987-25793-7-1.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and Floodplains*. Blackwell Publishing.
- Brienen, R.J.W., Zuidema, P.A., 2005. Relating tree growth to rainfall in Bolivian rain forest: a test for six species using tree ring analysis. *Oecologia* 146, 1–12.
- Briffa, KR., 1995. Interpreting high-resolution proxy climate data. The example of dendroclimatology. Analysis of climate variability, applications of statistical techniques (eds. Von Storch H, Navarra A), Springer Verlag, Berlin, Germany, pp. 77-94.
- Brown, A.D., Grau, H.R., Malizia, L., Grau A., 2001. Argentina. En: Kappelle M., and A.D. Brown (eds.). *Bosques nublados del Neotrópico*. Santo Domingo de Heredia, Costa Rica. INbio. 623:659.

- Bruniard, E., 1982. La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica* 95:5-20.
- Bull, W. B., 1968. Alluvial fans and cones. *The encyclopedia of geomorphology Vol III*. Reinhold Book Corporation.
- Burkart, R., Barbaro, N., Sánchez, R.O y Gómez, D.A, 1999. Eco-regiones de la Argentina. Programa para el desarrollo institucional, componente de la política ambiental. Administración de Parques Nacionales, 42pp
- Caballero, J., Palacios, F, Arévalos, F., Rodas, O., Yanosky, A.A., 2014. Cambio de uso de la tierra en el Gran Chaco Americano en el año 2013. *Paraquaria Natural*, 2(1), 21-28.
- Cabrera, A.L., 1976. Regiones fitogeográficas argentinas. En: Kugler WF (Ed) *Enciclopedia argentina de agricultura y jardinería*. Tomo 2. 2ª edición. Acme. Buenos Aires, Argentina. Fascículo 1. pp. 1-85.
- Cafaro, E.D., Latrubesse, E.M., Ramonell, C.G., Montagnini, M.D., 2010. Channel pattern arrangement along argentinian fans and mega-fans of the Chaco plain, central South America. In: C. Garcia, M., Latrubesse, E., Perillo G. (Eds). *RCEM 2009 River Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Vol. 1 and 2., CRC Press-Taylor Francis Group, Netherlands, 1-349-354.
- Camarasa-Belmonte, A. M., Caballero López, Mª P., Iranzo García, E., 2018. Cambios de uso del suelo, producción de escorrentía y pérdida de suelo. Sinergias y compensaciones en una rambla mediterránea (Barranc del Carraixet, 1956–2011). *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 78, 127–153. doi: <http://dx.doi.org/10.21138/2714>.
- Carranza, C, et al., 2019. Manejo de sistemas silvopastoriles en bosques nativos. Proyecto Específico, INTA. <https://inta.gob.ar/proyectos/PNFOR-1104083>.
- Caruso, V. H., 2010. Evaluación de la sustentabilidad ambiental mediante indicadores del uso de la tierra en sistemas ganaderos del chaco salteño. (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Mar del Plata, Buenos Aires.
- Carvalho, L.M., Jones, C., Liebmann, B., 2004. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *J. Climate*, 17, 88–108, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2).
- Carvalho Nogueira, F., Pagotto, M.A., Roig, F.A., Lisi, C.S., de Souza Ribeiro, A., 2018. Responses of tree-ring growth in *Schinopsis brasiliensis* to climate factors in the dry forests of northeastern Brazil. *Trees* 32: 453. <https://doi.org/10.1007/s00468-017-1642-3>.
- Castañeda, M.E., Barros, V., 1994. Las tendencias de la precipitación en el Cono Sur de América al este de los Andes. *Meteorologica* 19, 23-32.
- Castellanos, A. 1968. Desplazamientos naturales en abanico del río Salado del Norte en la llanura Chaco-Santiagoño-Santafesina. *Instituto de Fisiografía y Geología, Universidad Nacional de Rosario* 52: 1-14.

- Castino, F., Bookhagen, B., and Strecker, M. R., 2017. Rainfall variability and trends of the past six decades (1950-2014) in the subtropical NW Argentine Andes. *Clim. Dyn.* 48, 1049–1067. doi: 10.1007/s00382-016-3127-2.
- Cervený, R.S., 1998. Present climates of South America. In: Hobbs JE, Lindesay JA, Bridgman HA (eds) *Climates of the southern continents: Present, past and Future*. John Wiley, Hoboken, NJ.
- Chakraborty, S., Datta, K., 2013. Causes and consequences of channel changes – a spatio-temporal analysis using remote sensing and GIS—Jaldhaka-Diana River System (Lower Course), Jalpaiguri (Duars), West Bengal, India. *J. Geogr. Nat. Disasters* 3 (1), 1–13.
- Chase, C.G., Sussman, A.J., Coblentz, D.D., 2009. Curved Andes: geoid, forebulge, and flexure: *Lithosphere*, v. 1, p. 358–363.
- Chen, J., Chen, F., Zhang, E., Brooks, S.J., Zhou, A., Zhang, J., 2009. A 1000-year chironomid-based salinity reconstruction from varved sediments of Sugan Lake, Qaidam Basin, arid Northwest China, and its palaeoclimatic significance. *Chinese Science Bulletin*. October 2009, 54:3749.
- Cheng-Bang, A., Yanbin, L., Jiaju, Z., Shichen, T., Weimiao, D., Hu, L., Ming, J., Zongli, W., 2012. A high-resolution record of Holocene environmental and climatic changes from Lake Balikun (Xinjiang, China): Implications for central Asia. *The Holocene*. Vol 22, Issue 1, pp. 43 – 52.
- Chung, F., 1974. Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures: II. Adiabatic principles of X-ray diffraction analysis of mixtures. *J Appl. Crystallogr.* 7: 526–531.
- COBINABE (Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija), 2000. Programa estratégico de acción para la cuenca binacional del río bermejo. Organización de los Estados Americanos (OEA) y Fondo para el Medio Ambiente Mundial (FMAM).
- COBINABE (Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija), 2010. Generación y transporte de sedimentos en la Cuenca Binacional del Río Bermejo. Caracterización y análisis de los procesos intervinientes. 1a ed. - Buenos Aires. ISBN 978-987-25793-7-1.
- Cohen, A.S., 2003. *Paleolimnology. The history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, New York.
- Coltrinari, L., 1993. Global Quaternary Changes in South America. *Global and Planetary Change* 7 (1-3), 11-23.
- Cook, E.R., Peters, K., 1981. The Smoothing Spline: A new approach to standardizing forest interior tree-ring width series for dendroclimatic studies. *Tree-Ring Buletin* 41: 45-53.
- Cook, E.R., Briffa, K., Shiyatov, S., Mazepa, V., 1990. Tree ring standardization and growth-trend estimation. Pages 104–123 in Cook, E.R. and Kairiukstis, L.A., editors. *Methods of dendrochronology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Cook, E.R., Krusic, P.J., 2014. Program ARSTAN version 44 h3. Tree-Ring Laboratory, Lamont – Doherty Earth Observatory, Palisades, New York.

- Coppus, R., Imeson, A.C., 2002. Extreme events controlling erosion and sediment transport in a semi-arid sub-andean valley. *Earth Surf. Process. Landforms* 27, 1365–1375. DOI: 10.1002/esp.435
- Córdoba, F.E., Guerra, L., Rodríguez, C.C., Sylvestre, F., Piovano, E.L., 2014. Una visión paleolimnológica de la variabilidad hidroclimática reciente en el centro de Argentina: desde la pequeña edad de hielo al siglo XXI. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 21(2), 139-163.
- Cristóbal, L.; Pacheco, S.; Malizia, L., Garcia Bes, P. 2009. Dinámica de deslizamientos en la Selva Pedemontana del Departamento San Martín. In: A. Brown; P. Blendinger; T. Lomascolo, P. García Bes (eds.) *Selva Pedemontana de las Yungas. Historia natural, ecología y manejo de un ecosistema en peligro*, Ediciones del Subtrópico, p. 333-343.
- Culot, J.Ph.; Grubinger, H.; Schmid, W.A., 1984; Erosión y transporte de sedimentos. Río Iruya. Informe Final, FAO-PNUD.
- Cucchi, R.J. 1973. Aspectos geomorfológicos de la llanura formoseña. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Tomo XXVIII, Nº2, p.150-164.
- Dai, A., 2017. Global Palmer Drought Severity Index (PDSI). Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D6QF8R93>. Accessed: 05/02/2019.
- Dätwyler, C., Abram, N. J., Grosjean, M., Steiger, N. J., Wahl, E. R., Neukom, R., 2019. ENSO variability, Southern Hemisphere teleconnection changes and the relationship with SAM during the past millennium. *Geophysical Research Abstracts*, 21.
- DCEA (Dirección de Estadísticas Agropecuarias), 2008. Censo Agropecuario Nacional 2008. República del Paraguay.
- Debnath, J., Pan, N.D., Ahmed, I., Bhowmik, M., 2017. Channel migration and its impact on land use/land cover using RS and GIS: A study on Khowai River of Tripura, North-East India. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 20 (2) : 197-210.
- DeCelles, P.G., and Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems: *Basin Research*, v. 8, p. 105–123, doi: 10.1046/j.1365- 2117.1996.01491.x.
- Deering, D.W., 1978. *Rangeland Reflectance Characteristics Measured by Aircraft and Spacecraft Sensors*, TX, College Station, pp. 338.
- De Groeve, T., Z. Kugler, G. R. Brakenridge, 2007. Near Real Time Flood Alerting for the Global Disaster Alert and Coordination System. *Proceedings of the 4th International ISCRAM Conference* (B. Van de Walle, P. Burghardt and C. Nieuwenhuis, eds.) Delft, the Netherlands, pp.33-40.
- De Klerk, P., and Joosten, H., 2007. The difference between pollen types and plant taxa: a plea for clarity and scientific freedom. *Quaternary Science Journal*, 56(3), 162-171.
- DeLeo, R.A., 2016. Anticipatory policymaking in global venues: Policy change, adaptation, and the UNFCCC. *Futures*, 92, 39-47. doi.org/10.1016/j.futures.2016.09.001.
- De Lillis, M, Fontanella, A. 1992. Comparative phenology and growth in different species of the Mediterranean maquis of central Italy. *Vegetatio* 99-100: 83-96.

- DGEEC (Dirección General de Estadística, Encuestas y Censos), 2018. Principales Resultados Anuales de la Encuesta Permanente de Hogares Continua 2017-2018. República del Paraguay.
- Díaz, A.F., Studzinski, C.D., Mechoso, C.R., 1998. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, 11, 251-271.
- Elorza, M. G., 2008. Geomorfología Fluvial I. En M. G. Elorza, Geomorfología, pp 275-302. Madrid: Pearson.
- El Tribuno, 2018. La crisis por los inundados se desplazó ahora hacia las márgenes del río Bermejo. <https://www.tribuno.com/salta/nota/2018-2-7-0-0-0-la-crisis-por-los-inundados-se-desplazo-ahora-hacia-las-margenes-del-rio-bermejo> (consultado abril, 2020).
- Espinosa, C.I., Camarero, J.J., Gusmán, A.A., 2018. Site-dependent growth responses to climate in two major tree species from tropical dry forests of southwest Ecuador. *Dendrochronologia* 52 (2018) 11–19.
- FAO (The Food and Agriculture Organization of the United Nations). 2009. Situación de los bosques del mundo. Roma, IT: 158 p.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics* 45, RG2004, <http://dx.doi.org/10.1029/2005RG000183>.
- Fægri K., Iversen J., 1989. Textbook of Pollen Analysis 4th edition. Chichester, 1989, p. 333- 348.
- Ferrero, M.E., Villalba, R., 2009. Potential of *Schinopsis lorentzii* for dendrochronological studies in subtropical dry Chaco forests of South America. *Trees* 23:1275–1284.
- Ferrero, M.E. 2011. Cambios en el crecimiento leñoso de las regiones subtropicales de América del Sur en relación con la variabilidad climática. Tesis de Doctorado en Ciencias Biológicas. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. 228 pp (inérita).
- Ferrero, M.E., Villalba, R., Rivera, S.M., 2014. An assessment of growth ring identification in subtropical forests from northwestern Argentina. *Dendrochronologia* 32, 113–119.
- Ferrero, M.A., Villalba, R., De Membiela, M., Ferri Hidalgo, L., 2015. Tree-ring based reconstruction of Río Bermejo streamflow in subtropical South America. *Journal of Hydrology* 525, 572-584.
- Ferrero, M.E., Villalba, R. 2019. Interannual and long-term precipitation variability along the subtropical mountains and adjacent Chaco (22–29° S) in Argentina. *Frontiers in Earth Science*, doi:10.3389/feart.2019.00148.
- Fichtler, E., 2015. Dendroclimatology using tropical broad-leaved tree species – a review. *Erdkunde* 71, 5–22. <http://dx.doi.org/10.3112/erdkunde.2017.01.01>.
- Fick, S. E., Hijmans, R. J., 2017. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International journal of climatology*, 37(12), 4302-4315.

- Fierro, P.T., 2019. Historical reconstruction of environmental disasters during the late Holocene in localities from the Puna, Yungas and Chaco, using bio and geoindicators. Doctoral thesis. <https://ri.conicet.gov.ar/handle/11336/80707>.
- Fierro, P.T., Kulemeyer, J.J., Lupo, L.C., Giralt, S., 2016. Historia ambiental de la Laguna Seca, Tartagal Salta, noroeste argentino. *Rev. bras. paleontol.* 19(2):325-340.
- Filizola, N. Fraizy, P. Guyot, J.L. Seyler, F. Baby, P. Herail, G., 2002. Actual Erosion by Rivers in the Bolivian Andes. *Proceedings, 5th Intl. Symp. on the Andean Geodynamics: Toulouse, France*, pp. 211-214.
- Flantua, S.G.A., Hooghiemstra, H., Vuille, M., Behling, H., Carson, J.F., Gosling, W.D., Hoyos, I., Ledru, M.P., Montoya, E., Mayle, F., Maldonado, A., Rull, V., Tonello, M.S., Whitney, B.S., González-Arango, C., 2016. Climate variability and human impact in South America during the last 2000 years: synthesis and perspectives from pollen records. *Climate of Past*, 12, 483–523, doi: 10.5194/cp-12- 483.
- Fritts, H.C., 1976. *Tree Rings and Climate*. Academic Press, London, 567 pp.
- Fritts, H.C., Mosimann, J.E., Bortorff, C.P., 1969. A revised computer program for standardizing tree -ring series. *Tree -Ring Bulletin* 29: 15 -20.
- Fritz, S., 1996. Paleolimnological records of climatic change in North America. *Limnol. Oceanogr.* 41:882–889.
- Gaitán, J., Navarro, MF., Tenti Vuegen, L., Pizarro, MJ., Carfagno, P., Rigo, S., 2017. Estimación de la pérdida de suelo por erosión hídrica en la República Argentina. 1ª. ed. – Buenos Aires: Ediciones INTA.
- Garreaud, R.D., Aceituno P., 2001. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *J Clim* 14:2779–2789.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2008. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol 281, Issues 3–4, October 2009, pp 180–195.
- Garreaud, R.D., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol 281, Issues 3–4, October 2009, pp 180–195.
- Gasparri, I.N., Grau, H.R., 2009. Deforestation and fragmentation of Chaco dry forest in NW Argentina (1972–2007). *Forest Ecology and Management* 258: 913-921. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.02.024>.
- Gasparri, N.I., 2010. Efecto del cambio de uso de la tierra sobre la cobertura vegetal y dinámica de biomasa del chaco semiárido argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán.
- Gasparri, N.I., Grau, H.R., Sacchi, L.V., 2015. Determinants of the spatial distribution of cultivated land in the North Argentine Dry Chaco in a multi-decadal study. *J Arid Environ* 123:31–39.
- Gasparri, N.I., 2016. The Transformation of Land-Use Competition in the Argentinean Dry Chaco Between 1975 and 2015. *Land Use Competition: Ecological, Economic and Social Perspectives*. *Human-Environment Interactions* Vol 6: 59-73.

- Gelman A.J., Barsky, O, 2012. Historia del agro argentino: Desde la conquista hasta comienzos del siglo XXI. Historia Argentina y Americana. Penguin Random House Grupo Editorial Argentina, 2012. ISBN 9500739380, 9789500739382.
- Giménez, A.M., Moglia, G., 1993. Determinación de patrones de crecimiento de especies leñosas arbóreas de la región chaqueña seca. *Revista de Difusión Científica y Tecnológica de la Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Nacional de Misiones. Yvyrateta* (4): 46- 60.
- Giménez, A.M., Ríos, N.A., 1999. Crecimiento de *Schinopsis quebracho-colorado* (Schlecht.) Barkl. et Meyer, Anacardiaceae. *Madera y Bosques* 5(2):35-51 35. doi:<https://doi.org/10.21829/myb.1999.521346>.
- Giralt, S., Julià, R., 2003. Water level reconstruction in closed lakes based on the mineralogical composition of sediments. In: Valero-Garcés B.L. (ed) *Limnogeology in Spain: a tribute to Kerry Kelts*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp 305–325.
- Giralt, S., Moreno, A., Bao, R., Sáez, A., Prego, R., Valero-Garcés, B.L., Pueyo, J.J., González-Sampériz, P., Taberner, C., 2008. A statistical approach to disentangle environmental forcings in a lacustrine record: the Lago Chungará case (Chilean Altiplano). *Journal Paleominology*, 40:195–215.
- Gogoi, C., Goswami, D.C., 2013. A study on bank erosion and bank line migration pattern of the Subansiri River in Assam using remote sensing and GIS technology. *Int. J. Eng. Sci.* 2 (9), 1–6.
- González, M.A., 1994. Salinas del Bebedero basin (República Argentina). In: Kelts K., Gierlowski-Kordesch E. (Eds) *Global Inventory of Lacustrine Basins*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Gorelick, N., Hancher, M., Dixon, M., Ilyushchenko, S., Thau, D., & Moore, R. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment*.
- Gornitz, V. (Ed.), 2009: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer.
- Grau, R.H., Gasparri, I.N., Aide, M.T., 2005. Agriculture Expansion and Deforestation in Seasonally Dry Forest of North-West Argentina. *Environmental Conservation*, 32: 140–8.
- Grimm, E., 2011. Tilia Version 1.7.16. Illinois State Museum, Reserch and Collections Center, Springfield. USA.
- Grosjean, M., Valero-Garcés, B., Geyh, M.A., Messerli, B., Schreier, H., Kelts, K., 1997. Mid and Late Holocene Limnogeology of Laguna del Negro Francisco, northern Chile, and its paleoclimatic implications. *Holocene* 7, 151-159.
- Guyot, J.L., Jouanneau, J.M., Soares, L., Boaventura, G.R., Maillet, N., Lagane, C., 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin: *Catena*, v. 71, p. 340–356.
- Halloy, S., 1982. Contribución al estudio de la zona de Huaca Huasi, Cumbres Calchaquies (Tucumán Argentina). Univ. Nac., Tucumán.
- Hansen, M.C., Potapov, P.V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S.A.A., Tyukavina, A., ... & Kommareddy, A., 2013. High-resolution global maps of 21st-century forest cover change. *science*, 342(6160), 850-853.

- Harris, I., Jones, P.D., Osborn, T.J., Lister, D.H., 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*. Vol 34, Issue 3, pp 623-642.
- Heinzenknecht, G.M., 2011. Impacto de EL NIÑO Y LA NIÑA sobre la precipitación estacional. Proyecto Riesgo y Seguro Agropecuario. Oficina de Riesgo Agropecuario. http://www.ora.gob.ar/enso_precipitacion.php
- Herdies, D.L., da Silva, A., Dias, M.A.S., Nieto-Ferreira, R., 2002. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *J. Geophys. Res.* 107, 8075-8088.
- Hernández et al., 2013. Aportes del INTA al Desarrollo Territorial en la Región Chaqueña Norte de la provincia de Salta. Proyecto Regional con Enfoque Territorial, INTA. <https://inta.gob.ar/proyectos/SALJU-1232307>.
- Hernández et al., 2019. Desarrollo Territorial en el Chaco semiárido Salteño Formoseño. Plataforma de Innovación Territorial, INTA.
- Hernández-Almeida, I., Grosjean, M., Przybylak, R., Tylmann, W., 2015. A chrysophyte-based quantitative reconstruction of winter severity from varved lake sediments in NE Poland during the past millennium and its relationship to natural climate variability. *Quaternary Science Reviews*, Vol 122, pp 74–88.
- Hogg, A.G., Hua, Q., Blackwell, P.G., Niu, M., Buck, C.E., Guilderson, T.P., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Turney, C.S.M., Zimmerman, S.R.H., 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55 (4), 1889–1903.
- Holmes, R.L., 1983. Computer-assisted quality control in tree rings dating and measurement. *Tree Ring Bulletin*, 43, 69-75.
- Hooper, J., Marx, S.K., May, J.H., Lupo, L.C., Kulemeyer, J.J., Pereira, E., Seki, O., Heijnis, H., Niño, D., Gadd, P., Zawadzki, A., 2020. Dust deposition tracks late-Holocene shifts in monsoon activity and the increasing role of human disturbance in the Puna-Altiplano, northwest Argentina. *The Holocene*. doi.org/10.1177/0959683619895814
- Horton, B.K., DeCelles, P.G., 2001. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold–thrust belts: *Basin Research*, v. 13: 43–63.
- Hua, Q., Barbetti, M., Rakowski, A.Z., 2013. Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010. *Radiocarbon* 55 (4), 2059–2072.
- Hulka, C., Heubeck, C., 2010. Composition and provenance history of late Cenozoic sediments in southeastern Bolivia: implications for Chaco foreland basin evolution and Andean uplift: *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, p. 288–299.
- Hurley, C., 2004. gclus: Clustering Graphics. R package version 1.2.
- Hurtado, R., Fernandez Long, M.E., Serio, L., Portal, M.R., Valdiviezo, M., 2013. ENOS signals in the northwestern region of Argentina. *Rev. Agraria*, Vol. VII, Nº14, 130-134.
- Igarzábal, A.P. 1991. Morfología de las Provincias de Salta y Jujuy. *Revista del Instituto de Geología y Minería, UNJU Rep. Argentina* 8: 97- 121.

- INDEC (Instituto Nacional de Estadística y Censos), 2018. Anuario estadístico de la República Argentina 2017. Censo Nacional Agropecuario, 2018. República Argentina. <https://cna2018.indec.gov.ar/> consultado 07/04/2020.
- INDEC (Instituto Nacional de Estadísticas y Censo), 2010. Base de datos censales 2010. República Argentina. <https://www.indec.gov.ar/indec/web/Institucional-Indec-BasesDeDatos-6>, consultado 10/02/2020.
- INE (Instituto Nacional de Estadística), 2012. Censo Nacional de la población y vivienda. Estado Plurinacional de Bolivia. <http://datos.ine.gob.bo/binbol/RpWebEngine.exe/Portal?LANG=ESP> (consultado: 18/08/2019).
- INE (Instituto Nacional de Estadísticas), 2015. Censo Agropecuario 2013 Bolivia. Estado Plurinacional de Bolivia. <https://www.ine.gob.bo/index.php/prensa/publicaciones/118-publicaciones/estadisticas-por-actividad-economica/158-censo-agropecuario-2013-bolivia>, consultado 07/04/2020.
- INE (Instituto Nacional de Estadísticas), 2012. Censo de población 2012. Estado Plurinacional de Bolivia. <https://www.ine.gob.bo/index.php/salud/censos>, consultado 21/01/2020.
- Instituto de Suelos INTA, Universidad Nacional de Jujuy, Universidad Nacional de Salta, EEA Cerrillos- INTA, 1999. Cartografía Temática Digital del Territorio Argentino de la Alta Cuenca del Río Bermejo (mapa base, geología, geomorfología, hidrología, suelos, vegetación, población e infraestructura, uso de suelos). Programa Estratégico de Acción (PEA) para la Comisión Binacional para el Desarrollo de la Alta Cuenca del Río Bermejo y el Río Grande de Tarija (COBINABE).
- Iriondo, M.H. 1984. The Quaternary of Northeastern Argentina. Quaternary South American and Antarctic Peninsula, A.A. Balkema Publication 2: 51-78, Rotterdam.
- Iriondo, M.H., 1992. El holoceno en la Argentina. El Chaco. Comité Argentino de Investigación del Cuaternario (CCEINQUA), pp.: 50-63.
- Iriondo, M.H. 1993. Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). Geomorphology 7: 289-303.
- Iriondo, M.H. 1999. The neogene of the Llanos-Chaco-Pampa depression. Geomorphology. Vol. 7, no4, pp. 289-303. ISSN 0169-555X.
- Iriondo, M.H., Paira, A.R., 2007. Physical geography of the basin. In Iriondo, M.H., Paggi, J.C., M.J. Parma (Eds.) The Middle Paraná River: Limnology of a Subtropical Wetland, p: 8-31. Springer, ISBN: 978-3-540-70623-6.
- Jackson, S.T., 2007. Looking forward from the past: history, ecology, and conservation. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 5, 455.
- Jacoby, GC, 1989. Overview of tree-ring analysis in tropical regions. *IAWA Bulletin n.s.*, 10, 99-108.
- Ji, L., Zhang, L., Wylie, B., 2009. Analysis of dynamic thresholds for the normalized difference water index. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 75: 1307-1317.

- Joosten, H., and De Klerk, P., 2002. What's in a name? Some thoughts on pollen classification, identification, and nomenclature in Quaternary palynology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 122, 29-45.
- Julià, R., Negendank, J.F.W., Seret, G., Brauer, A., Burjachs, F., Endres, Ch., Giralt, S., Parés, J.M., Roca, J.R., 1994. Holocene climatic change and desertification in the Western Mediterranean region. *Terra Nostra* 1, 81-84.
- Kalugin, I., Daryin, A., Smolyaninova, L., Andreev, A., Diekmann, B., Khlystov, O., 2007. 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments. *Quaternary Research*, Vol 67, Issue 3, May 2007, pag: 400–410.
- Kenneth, J.P., Ingram, B.L., 1995. A 20.000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin. *Nature* 377, 510-513.
- Kilian, R., Lamy, F., 2012. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55 S). *Quaternary Science Reviews*, 53, 1-23.
- Kleinpenning, J.M.G., Zoomers, E.B., 1989. Degradación ambiental en América Latina: el caso de Paraguay. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 9: 37-53. (ISSN:02119803).
- Kock, S. T., Schitteck, K., Mächtle, B., Maldonado, A., Vos, H., Lupo, L.C., Kulemeyer, J.J., Wissel, H., Schäbitz, F., Lücke, A., 2020. Multi-centennial-scale variations of South American summer monsoon intensity in the southern central Andes (24–27° S) during the late Holocene. *Geophysical Research Letters*.
- Kousky, V.E., Gan, M.A., 1981. Upper tropospheric vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 33A, 538-551.
- Kuemmerle, T., Altrichter, M., Baldi, G., Cabido, M., Camino, M., Cuellar, E. et al., 2017. Forest conservation: Remember Gran Chaco. *Science* Vol. 355, (6324), pp. 465.
- Kummu, M., Lub, X.X., Rasphonec, A., Sarkkulad, J., Koponen, J., 2008. River bank changes along the Mekong River: Remote Sensing Detection in the Vientiane-Nong Khai Area. *Quater. Int.* 186 (1), 100–112.
- Kunst, C., Bravo, S., Ledesma, R., Navall, M., Anríquez, A., Coria, D., Silberman, J., Gómez, A., Albanesi, A., 2014. Ecology and management of the dry forests and savannas of the western Chaco region, Argentina. *Dry forest*, 132-163.
- Labraga, J.C., Frumento O., López M., 2000. The atmospheric water vapor cycle in South America and the tropospheric circulation. *J Clim* 13:1899–1915.
- Lallana, V.H., Muzzachiodi, N., Elizalde, J.H.I., Cargñel, G., Lallana, M.del C., Sabattini, R.A., 2007. Vegetación acuática y avifauna asociada a represas para riego del centro norte de Entre Ríos. *Evaluación hidrológica de represas para riego: su estudio en Entre Ríos*. Editorial UNER, (Comp.: Díaz, E., Duarte, O., Zamanillo, E. y L. Lenzi) Paraná, AR. 155-169 pp. ISBN 978-950-698-191-4
- Latrubesse, EM., 2015. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 146 :1-30.
- Lees, J.M., 2009. *Seismic Time Series Analysis Tools*, version 2.1-6.

- Lencinas, J. 1993. Análisis epidométrico de árboles dominantes de Quebracho colorado y estudio de estructuras del rodal en el Chaco seco. Facultad de Ciencias Forestales, Universidad Nacional de Santiago del Estero. Trabajo final de graduación: 78 p.
- Lenters, J.D., Cook, K.H., 1997. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *J. Atmos. Sci.*, 54, 656–678, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<0656:OTOOTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<0656:OTOOTB>2.0.CO;2)
- Levene, H., 1960. Robust tests for equality of variances. In *Contributions to Probability and Statistics*, I. Olkin, S. G. Ghurye, W. Hoeffding, W. G. Madow, and H. B. Mann (eds), 278 – 292. Stanford, California : Stanford University Press.
- López, L., Villalba, R., 2011. Climate influences on the radial growth of *Centrolobium microchaete*, a valuable timber species from the tropical dry forests in Bolivia. *Biotropica* 43, 41–49.
- López L., Villalba R., 2016. An assessment of *Schinopsis brasiliensis* Engler (Anacardiaceae) for dendroclimatological applications in the tropical Cerrado and Chaco forests, Bolivia. *Dendrochronologia* 40:85–92.
- Lucas, C., Puchi, P., Profumo, L., Ferreira, A., Muñoz, A., 2018. Effect of climate on tree growth in the Pampa biome of Southeastern South America: First tree-ring chronologies from Uruguay. *Dendrochronologia*, 52, (113-122).
- Lüning, S., Gałka, M., Bamonte, F. P., Rodríguez, F. G., Vahrenholt, F., 2019. The medieval climate anomaly in South America. *Quaternary International*, 508, 70-87.
- Lupo, L.C., Bianchi, M.M., Araoz, E., Grau, R., Lucas C., Kern R., Tanner, W., Camacho, M., Grosjean, M., 2006. Climate and human impact of the last 2000 years as recorded in Lagunas de Yala, Province of Jujuy, northwestern Argentina. *Quaternary International*, Canadá, 158: 30-43.
- Lupo, L.C., Morales, M., Yacobaccio, H.D., Maldonado, A., Grosjean, M., 2007. Cambios ambientales en la Puna Jujeña durante los últimos 1200 años: explorando su impacto en la economía pastoril. XVI Congreso Nacional de Arqueología Argentina. Facultad de Humanidades y Ciencias Sociales-UNJu. Tomo III. pp 151-156.
- Lupo, L.C., Braun Wilke, R., Guzmán, G., Villafañe, B., Kulemeyer J.J., 2008. Correlación entre vegetación, deterioro ambiental y registro paleoambiental en sectores de alta montaña. Provincia de Jujuy, Noroeste Argentino. *Revista Científica de la Facultad de Ciencias Agrarias*. 3, (10): 44-45.
- Lupo, L.C., Kulemeyer, J.J., Sánchez, A., Pereira, E., Cortés, R., 2016. Los archivos paleoambientales en el Borde Oriental de la Puna y sus respuestas a los cambios naturales y antrópicos durante el Holoceno. Noroeste argentino. *Dossier Estudios Sociales del Noa* 16: 39-68.
- Lupo, L.C., Kulemeyer, J.J., Torres, G., Oxman, B., Schitteck, K., 2018. Paleoecología del Cuaternario tardío de la Puna del Noroeste argentino. *Serie Conservación de la Naturaleza* 24: La Puna argentina: naturaleza y cultura, 54-72. Fundación Miguel Lillo.

- Madden, R.A., Julian, P.R., 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci* 28:702–708.
- Magrín, G., Travasso, M., López, G., Rodríguez, G., Lloveras, A., 2005. Vulnerabilidad de la producción agrícola en la región pampeana argentina. 2da Comunicación Nacional sobre el Cambio Climático. Componente B3. Disponible: http://climayagua.inta.gov.ar/impactos_del_cambio_climatico_en_la_produccion_agricola_de_la_region_pampeana.
- Mancini, M.V., Paez, M.M., Prieto, A.R., 2005. Mid-Holocene climatic variability reconstruction from pollen records (32°–52°S, Argentina). *Quaternary International*, Vol 132:47–59.
- Mann, M.E., Zhang, Z., Hughes, M.K., Bradley, R.S., Miller, S.K., Rutherford, S., Fenbiao, N., 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *PNAS*, Vol.105, Nº 36: 13252-13257.
- Mantua, N., Hare, S., 2002. The Pacific decadal oscillation. *J Oceanogr* 58:35–44.
- Marchant, R., Hooghiemstra, H., 2004. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. *Earth-Science Reviews*, Vol 66: 217-260.
- Marengo, J.A., Soares, W.R., Saulo, C., Nicolini, M., 2004. Climatology of the Low-Level Jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. *J. Clim.* 17, 2261–2280. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2.
- Marengo, J.A., Liebmann, B., Grimm, A.M. et al, 2012. Recent developments on the South American monsoon system. *Int J Climatol* 32:1–21. doi:10.1002/joc.2254.
- Markgraf, V., 1998. Past Climates of South America. In: Hobbs, J.E., Lindesay, J.A., Bridgman, H.A. (Eds.), *Climates of the Southern Continents: Present, Past and Future*, pp. 249-264.
- Markgraf, V., Baumgartner, T.R., Bradbury, J.P., Diaz, H.F., Dunbar, R.B., Luckman, B.H., Seltzer, G.O., Swetnam, T.W., Villalba, R., 2000. Paleoclimate reconstruction along the Pole–Equator–Pole transect of the Americas (PEP 1). *Quaternary Science Reviews* 19: 125-140.
- Markgraf, V. and D’Antoni, H.L., 1978. *Pollen Flora of Argentina*. Tucson, Arizona: University of Arizona Press.
- Martin, G.O., Nicosia, M.G., Colombo M., Lucas J., 2001. Fenología de floración y fructificación en leñosas nativas del Chaco Semiárido de Tucumán y algunas consideraciones para su aprovechamiento forrajero. II Reunión de Producción Vegetal del NOA, Vol. I: 325-334; Tucumán, Argentina.
- Martin, G.O., Nicosia, M.G. y Lagomarsino, E.D. 1997. Fenología foliar en leñosas nativas del chaco semiárido de Tucuman y algunas consideraciones para su aprovechamiento forrajero. *Rev. Agron. del Noroeste Argentino*, vol. 29, no. 1, pp. 65–85, 1997.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., Moreno, A., Giralt, S., Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F., 2011. Geochemical processes in a Mediterranean Lake: a high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *J Paleolimnol.* 46: 405. DOI 10.1007/s10933-009-9373-0.

- Masiokas, M. H., Cara, L., Villalba, R., Pitte, P., Luckman, B. H., Toum, E., Christie, D. A., Le Quesne, C., Mauget, S., 2019. Streamflow variations across the Andes (18–55 S) during the instrumental era. *Scientific Reports*, 9(1), 1-13.
- May, J.-H., 2007. Late quaternary paleoenvironments of eastern Bolivia deduced from geomorphological and paleopedological archives. *Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät. Geographisches Institut der Universität Bern*.
- May, J.-H., Zech, R., Veit, H., 2008. Late Quaternary paleosol-sediment sequences and landscape evolution along the Andean piedmont, Bolivian Chaco. *Geomorphology*, 98: 34-54.
- McFeeters, S.K. The use of the normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features. *Int. J. Remote Sens* 1996, 17, 1425–1432.
- McGlue, M.M., Smith, P.H., Zani, H., Silva, A., Carrapa, B., Cohen, A.S., Pepper, M.B., 2016. An integrated sedimentary systems analysis of the Río Bermejo (Argentina): megafan character in the overfilled southern Chaco foreland basin. *J. Sediment. Res.*, 86: 1359-1377, 10.2110/jsr.2016.82.
- Melvin, T.M., Briffa, K.R., Nicolussi, K., Grabner, M., 2007. Time-varying-response smoothing. *Dendrochronologia*; 25: 65–69.
- Merletti, et al., 2013. Herramientas para contribuir al manejo y el uso múltiple sustentable de bosques nativos. Proyecto Específico, Programa Nacional – Forestales, INTA. <https://inta.gob.ar/proyectos/PNFOR-1104082>
- Merten, GH., Minella, JPG., 2013. The expansion of Brazilian agriculture: Soil erosion scenarios. *International Soil and Water Conservation Research*, v 1 (3): 37 – 48.
- Minetti, J.L., Vargas, WM., 1997. Trends and jumps in the annual precipitation in South America, south of the 15° S. *Atmósfera*, 11, 205-221.
- Minetti, J.L., 1999. Atlas climatológico del noroeste argentino. Tucumán, Argentina: Laboratorio Climatológico Sudamericano, Fundación Zon Caldenius.
- Minetti J.L., Vargas, W.M., Poblete, A.G., Casagrande, G., Acuña, L.R., 2001. El salto climático de las décadas 1950-60. Evidencia de un complicado proceso de cambio climático en la República Argentina. VII Congreso Argentino e Ibérico de Meteorología, Buenos Aires.
- Ministerio de Desarrollo Sostenible y Medio Ambiente. 1995. Estudio tecnológico y dendrológico del Género *Schinopsis* (Anacardiaceae) en la Chiquitania y el Chaco Boliviano. Santa Cruz, Bolivia. 100 p.
- Montenegro, G., Riveros, F., Alcade, C. 1980. Morphological structure and water balance of four Chilean shrub species. *Flora* 170: 534–564.
- Morales, M.R., Bustos, S., Maidana, N.I., 2015a. Registro de diatomeas de los últimos 1400 años de la Laguna Pululos, Jujuy, Argentina. *Ecología Austral* 25:182-191.
- Morales, M.S., Carilla, J., Grau, H.R., Villalba, R., 2015b. Multi-century lake area changes in the Southern Altiplano: a tree-ring-based reconstruction. *Clim. Past*, 11, 1139–1152.
- Morales, M.R., Bustos, S., Oxman, B.I., Pirola, M., Tchilinguirian, P., Orgeira, M.J., Yacobaccio, H. D., 2018. Exploring habitat diversity of mid-holocene hunter-gatherers in the South-

- Central Andes: Multi-proxy analysis of Cruces Core 1 (TC1), Dry Puna of Jujuy, Argentina. *Archaeological Science: Reports*, 18, 708-721. doi.org/10.1016/j.jasrep.2017.07.010.
- Morello J., 1983. El Gran Chaco: El proceso de expansión de la frontera agrícola desde el punto de vista ecológico ambiental. En *Expansión de la frontera agropecuaria y medio ambiente en América Latina*. CEPAL - PNUMA, 343-395, Madrid.
- Morello, J., Pengue, W., Rodriguez, A., 2005. Un siglo de cambios de diseño del paisaje: el Chaco Argentino. In: *Primeras Jornadas Argentinas de Ecología de Paisajes, Libro de Resúmenes, Grupo de Ecología de Paisajes y Medio Ambiente*, Buenos Aires.
- Moretti, L. M., Rodríguez, D. M., Angelini, M. E., Morras, H., 2012. Génesis de suelos en un sector del piedemonte aluvial del Chaco salteño. *Ciencia del Suelo* 30:161–172.
- Moscatelli, G.N., Muro, E.E., Salazar, L., Plaza, J.C., Gorgas, J.A., Vargas Gil, J.R., Nakama, V., Sobral, R., Musto, R. 1990. Atlas de Suelos de la República Argentina, Escala 1:500.000 y 1:1.000.000. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca, Editorial INTA, Buenos Aires. pp. 677.
- Nadir, A; Omarini, R.H.; Chafatinos, T.; y J.J. Marcuzzi. 1982. Estudio sedimentológico de los suelos de la alta cuenca del río Bermejo, Salta-Jujuy, Argentina. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas II*: 491-507.
- Neiff, J., 1986. Sinopsis ecológica y estado actual del Chaco oriental. *Ambiente Subtropical*, 1: 5-36.
- Neukom, R., Gergis, J., 2011. Southern Hemisphere high-resolution palaeoclimate records of the last 2000 years. *The Holocene*, 22(5) 501– 524.
- Neukom, R., Luterbacher, J., Villalba, R., Küttel, M., Frank, D., Jones, P.D., Grosjean, M., Esper, J., Lopez, L., Wanner, H., 2010. Multi-centennial summer and winter precipitation variability in southern South America. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14708, doi:10.1029/2010GL043680.
- Niu, M., Heaton, T.J., Blackwell, P.G., Buck, C.E., 2013. The Bayesian approach to radiocarbon calibration curve estimation: The IntCal13, Marine13, and SHCal13 methodologies. *Radiocarbon* 55 (4), 1905–1922.
- Nogués-Paegle J, Mo, K.C., 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon Weather Rev* 125:279–291
- Nogués-Paegle, J., Mo, K.C., 2002. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 15, 1389-1407.
- O'Donnell, A.J., Cook, E.R., Palmer, J.G., Turney, C.S.M., Page, G.F.M., et al. 2015. Tree Rings Show Recent High Summer-Autumn Precipitation in Northwest Australia Is Unprecedented within the Last Two Centuries. *PLOS ONE* 10(6): e0128533. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0128533.
- OEA - Organization of American States. Department of Sustainable Development, 2017. Manual para la gestión sustentable de tierras y bosques del Gran Chaco Americano: Proyecto Manejo Sustentable de Bosques en el Ecosistema Transfronterizo del Gran Chaco Americano. ISBN: 978-0-8270-6668-7.

- Oksanen, J., Kindt, R., O'Hara, R., 2005. *vegan: Community Ecology*. Package R version 1:6–9.
- Orfeo, O. 1976. Los ambientes hidrogeológicos de la Provincia del Chaco. Campaña del Oeste. Programa III. Estudio Hidrogeológico Pico del Chaco. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Centro de Ecología Aplicada del Litoral.
- Orfeo, O. 1986. Estudio sedimentológico de ambientes fluviales del chaco oriental. *Revista Ambiente Subtropical*, 1: 60-72.
- Orfeo, O., Depettris, C., 1992. Erosión fluvial en la cuenca del río Bermejito (Prov. Del Chaco, Argentina). *Revista Ambiente Subtropical*, 2: 15-32.
- Orfeo, O., 1995. Sedimentología del río Paraná en el área de confluencia con el río Paraguay. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 269 p.
- Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., Yiou, P., 2015. A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature* 523, pp 71–74.
- Ortuño, T., Ledru, M.P., Cheddadi, R., Kuentz, A., Favier, Ch., Beck, S., 2011. Modern pollen rain, vegetation and climate in Bolivian ecoregions. *Review of Paleobotany and Palynology*. 165, 61-74.
- Osborn, T.J., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1997. Adjusting variance for sample-size in tree-ring chronologies and other regional-mean time-series. *Dendrochronologia*, 15, 89-99.
- Osinaga, R., Tejerina Díaz F., Pérez L., y Morales Poclava, C., 2012. Erosión hídrica potencial de los suelos de la alta cuenca del río Bermejo (Salta), implementado en formato SIG. XIX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. Mar del Plata, Argentina.
- Oxman, B.I., Yacobaccio, H.D., Lupo, L.C., Tchilinguirian, P., 2013. Primeros estudios paleoambientales en Lapao 2 (Puna Seca) y la señal de la “Pequeña Edad de Hielo”. *Anuario de Arqueología, Rosario (2013)*, 5:375-390.
- Oxman, B.I., Tchilinguirian P., Yacobaccio H., Lupo L. 2016. Nuevos análisis paleoambientales y sus implicancias arqueológicas durante la Pequeña Edad de Hielo en la Puna. *Dossier Estudios Sociales del NOA*, 16: 13-37.
- Oxman, B.I., Pirola, M., Bustos, S., Morales, M.R., Tchilinguirian, P., Orgeira, M.J., 2019. Environmental trends between 2400 and 1200 BP in Barrancas, Argentinean Puna: Impacts on local resource variability and socioeconomic organization. *Geoarchaeology*. doi.org/10.1002/gea.21767.
- Oyarzabal M, Clavijo J, Oakley L, Biganzoli F, Tognetti P, Barberis I, Maturo HM, Aragón R, Campanello PI, Prado D, Oesterheld M, León RJ, 2018. Unidades de vegetación de la Argentina. *Ecología Austral* 28:40-63. <https://doi.org/10.25260/EA.18.28.1.0.399>.
- Página 12, 2020. Crecida del río Bermejo: Asisten a personas aisladas por las inundaciones. <https://www.pagina12.com.ar/242983-asisten-a-personas-aisladas-por-las-inundaciones> (consultado Abril, 2020).
- Pagotto, M.A., Roig, F.A., Ribeiro, A.de S., Lisi, C.S., 2015. Influence of regional rainfall and Atlantic sea surface temperature on tree-ring growth of *Poincianella pyramidalis*, semiarid

forest from Brazil. *Dendrochronologia*, 35 (2015), pp. 14-23, 10.1016/j.dendro.2015.05.007.

- Panigatti, J.L. 2010. Argentina 200 años, 200 suelos. Ed. INTA Buenos Aires. 345 pp.
- Paolasso, P., Ferrero, M.E., Gasparri, I., Krapovickas, J., 2010. The farming transformation in the Dry Chaco of Argentina and the climatic jump. In MA González Tagle (comp.). Biodiversity and climate change: Adaptation of land use systems, Proceedings of the International Symposium com-Workshop. Göttingen: Sierke Verlag (pp. 2-14).
- Paolasso, P., Krapovickas, J., Gasparri, N.I., 2012. Deforestación, expansión agropecuaria y dinámica demográfica en el Chaco Seco Argentino durante la década de los noventa. *Latin American Research Review*, 35-63.
- Paolini, L. 2014. Cambio climático y deslizamientos de ladera en las Yungas de Argentina. In: L. Malizia; L. Bergesio, P. Fierro (eds.) *Ambiente y Sociedad en la Comarca de Yala*, Edinju y Ediciones del Subtropico, p. 129-160.
- Paredes-Villanueva, K., López, L., Brookhouse, M., Navarro Cerrillo, R.M., 2015. Rainfall and temperature variability in Bolivia derived from the tree-ring width of *Amburana cearensis* (Fr. Allem.) A.C. Smith. *Dendrochronologia* 35 (2015) 80–86.
- Park, E., Latrubesse, E.M., 2017. The hydro-geomorphologic complexity of the lower Amazon River floodplain and hydrological connectivity assessed by remote sensing and field control. *Remote Sensing of Environment* 198: 321–332.
- Paruelo, J. M., Guerschman, J. P., Verón, S.R., 2005. Expansión agrícola y cambios en el uso del suelo. *Ciencia hoy*, 15(87), 14-23.
- Patiño, C.A. y O. Orfeo. 1986. Aproximación al conocimiento del proceso de erosión del suelo en el Chaco Oriental. *Revista Ambiente Subtropical*, 1: 47-59.
- Pearson, K., 1895. Contributions to the mathematical theory of evolution II: skew variations in homogeneous material. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 186, 343-414 (doi:10.1098/rsta.1895.0010).
- Pearson, K. 1920. Notes on the History of Correlation. *Biometrika*, 13: 25–45. Oxford University Press on behalf of Biometrika Trust. <https://www.jstor.org/stable/2331722>, accessed: 10-08-2018.
- Pedrozo, F., Bonetto, C., 1987. Nitrogen and phosphorus transport in the Bermejo River (South America). *Rev. Hydrobiol. Trop.* 20, 91–99.
- Penalba, O.G., Rivera, J.A., 2016. Precipitation response to El Niño/La Niña events in South America – emphasis in regional drought occurrences. *Adv. Geosci.* 42, 1-14.
- Penalba, O.C., Vargas W.M., 2004. Interdecadal and interannual variations of annual and extreme precipitation over central-northeastern Argentina. *International Journal of Climatology* 24:1565-1580.
- Pengue, W., 2009. El desarrollo rural sostenible y los procesos de agriculturización, ganaderización y pampeanización en la llanura chaco-pampeana. En: Morello, J. y Rodríguez, A. (Eds.). *El Chaco sin bosques: la Pampa o el desierto del futuro*. Buenos Aires: Orientación Gráfica Editora.

- Pereira, E., 2014. Estudios sobre lluvia polínica en ecosistemas chaqueños. Universidad Nacional de Jujuy. Facultad de Ciencias Agrarias. Tesis de grado. 96pp.
- Pereira, E., Torres, G., Lupo, L.C., Kulemeyer, J.J., 2018. Asociaciones polínicas de sedimentos superficiales del norte de la región chaqueña argentina. *Rev. Biol. Trop. (Int. J. Trop. Biol. ISSN-0034-7744)* Vol. 66(4): 1754-1768.
- Peri, V.G., Rossello, E.A., 2010. Anomalías morfoestructurales del drenaje del Río Salado sobre las lomadas de Otumpa (Santiago del Estero y Chaco) detectadas por procesamiento digital. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(4): 634-645.
- Peterson, D. W., Peterson, D. L., 1994. Effects of climate on radial growth of subalpine conifers in the North Cascade Mountains. *Canadian Journal of Forest Research* 24:1921–1932.
- Phipps, R. L., 1982. Comments and interpretation of climatic information from tree eastern North America. *Tree-Ring Bull.* 42: 11-22.
- Piovano, E., Ariztegui, D., Damatto Moreira, S., 2002. Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (Central Argentina): A sedimentary model for a highly variable saline lake. *Sedimentology* 49:1371–1384.
- Piovano, E.L., Ariztegui, D., Córdoba, F., Cioccale, M., Sylvestre, F., 2009. Hydrological variability in South America below the Tropic of Capricorn (Pampas and Patagonia, Argentina) during the last 13.0 Ka. Vimeux et al. (Eds.), *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions*, Volume 14 of the series *Developments in Paleoenvironmental Research* pp 323-351.
- Piovano E.L., F.E. Córdoba, Stutz, S., 2014. Limnogeology in southern South America: An overview. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 21 (2), 65- 75.
- Pire, S.M., 1985. Lluvia polínica en suelos de la región oriental del Chaco (Argentina) *Facena.* 6: 87-100.
- Pire, S.M., Anzotegui, L.M., Cuadrado, G.A., 1998. Flora polínica del Nordeste Argentino. Vol 1. EUDENE-UNNE. Corrientes. 143.
- Pire, S.M., Anzotegui, L.M., Cuadrado, G.A., 2002. Flora polínica del Nordeste Argentino. Vol 2. EUDENE-UNNE. Corrientes. 172.
- Pizzuto, J., 1995. Sediment diffusion during overbank flows. *Sedimentology* 34, 301–317.
- Prohaska, F.J., 1976. *Climates of Central and South America. World Survey of Climatology* (ed. Schwerdtfeger WS), Vol.12. Elsevier Science Publisher, Amsterdam.
- Puyravaud, J.P., 2003. Standardizing the calculation of the annual rate of deforestation. *Forest Ecology and Management* 117:593-596.
- Raith, M.M., Raase, P., Reinhardt, J., 2012. *Guide to thin section microscopy*, 2nd edn. ISBN: 978-3-00-037671-9
- Rayner, N., Parker, D.E., Horton, E., Folland, C., Alexander, L., Rowell, D., Kent, E., Kaplan, A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 108.

- R Core Team, 2013. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing Vienna, Austria ISBN 3-90051-07-0.
- Reavie, E.D., Edlund, M.B., Andresen, N.A., Engstrom, D.R., Leavitt, P.R., Schottler, S., Cai, M., 2017. Paleolimnology of the Lake of the Woods southern basin: Continued water quality degradation despite lower nutrient influx. *Lake and Reservoir Management*. pp 1-17.
- Redford, K.H., Taber, A., Simonetti, J.A., 1990. There is more to Biodiversity than the Tropical Rain Forests. *Conservation Biology*, Vol. 4, No. 3, pp. 328-330.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck J.W., Bertrand C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., Van Der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. INTCAL04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1029-1058.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55 (4), 1869–1887.
- Rial, J.A., Pielke Sr.R.A., Beniston, M., Claussen, M., Canadell, J., Cox, P., Held, H., Noblet-Ducoudré, de N., Prinn, R., Reynolds, J.F., Salas, J.D., 2004. Nonlinearities, feedbacks and critical thresholds within the earth's climate system. *Climate Change*, 65: 11-38.
- Rittenour, T.M., Blum, M.D., Goble, R.J., 2007. Fluvial evolution of the lower Mississippi River valley during the last 100 k.y. glacial cycle: response to glaciations and sealevel change. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 586–608.
- Rodgers, J.L., Nicewander, W.A., 1988. Thirteen Ways to Look at the Correlation Coefficient, *The American Statistician*, 42:1, 59-66, DOI: 10.1080/00031305.1988.10475524.
- Rodionov, S. N.: A sequential algorithm for testing climate regime shifts, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09204, doi:10.1029/2004GL019448, 2004.
- Rodó, X., Giral, S., Burjachs, F. et al., 2002. High-resolution saline lake sediments as enhanced tools for relating proxy paleolake records to recent climatic data series. *Sed. Geol.* 148:203–220.
- Rohmeder, W., 1943. Observaciones meteorológicas en la región encumbrada de las Sierras de Famatina y del Aconquija (República Argentina). *An Soc Cient Arg* 136:97–124.
- Rosgen, D. L. 1996. Applied river morphology. Pagosa Springs, CO:Wildland Hydrology. 364 p.
- Rosso, I., Toledo LV, 2010. Proceso de (des-re)territorialización en Santiago del Estero. Una aproximación geográfica a la construcción del espacio rural santiagueño desde la Colonia hasta nuestros días. VI Jornadas de Sociología de la UNLP. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación. Departamento de Sociología. Sáez, A., Valero-Garcés, B.L., Giral, S., Moreno, A., Bao, R., Pueyo, J.J.,

- Hernández, A., Casas, D., 2009. Glacial to Holocene climate changes in the SE Pacific. The Raraku Lake sedimentary record (Easter Island, 27° S). *Quaternary Science Reviews* 28, 2743–2759.
- Salgado, C.R., 2006. Flora melífera en la provincia del Chaco. Proyecto de desarrollo comercial de producción no tradicionales. Provincia del Chaco: PROSAP y Ministerio de Producción del Chaco.
- Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Leroy, J.Z., Orfeo, O., 2016. The alluvial architecture of a suspended-sediment dominated meandering river: the Río Bermejo, Argentina: *Sedimentology*, v. 63, p. 1187–1208.
- Sarma, J.N., Acharjee, S., 2012. A GIS based study on bank erosion by the river Brahmaputra around Kaziranga National Park, Assam, India. *Earth Syst. Dyn. Discuss.* 3, 1085–1106.
- Sayago, J. 1995. The Argentine neotropical loess: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 14: 755-766.
- Sayago, J.M., Collantes, M.M., Karlson, A., Sanabria, J., 2001. Genesis and distribution of the Late Pleistocene and Holocene loess of Argentina: a regional approximation: *Quaternary International*, v. 76, p. 247–257.
- Sayer, C.D., Bennion, H., Davidson, T.A., Burgess, A., Clarke, G., Hoare, D., Frings, P., Hatton-Ellis, T., 2012. The application of palaeolimnology to evidence-based lake management and conservation: examples from UK lakes. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*. Vol 22, 2, pp 165-180.
- Schäbitz, F., Liebricht, H., 1998. Landscape and climate development in the south- eastern part of the "Arid Diagonal" during the last 13000 years. Von Karsten Garleff (Hg.). - Bamberg, 1998. (Bamberger geographische Schriften, 15). - S. 371 - 388 : Ill., Kt.
- Schitteck, K., Kock, S., Lücke, A., Hense, J., Ohlendorf, Ch., Kulemeyer, J.J., Lupo, L., Schäbitz, F., 2016. A high-altitude peatland record of environmental changes in the NW Argentine Andes (24° S) over the last 2100 years. *Climate of the Past*, 12: 1165-1180.
- Schlaifer, M., Estigarribia, S., 2011. Conservación y gestión sostenible del Gran Chaco. FFEM - Fonds Français pour l'Environnement Mondial, Application Européenne de Technologies et de Services (AETS). Informe de mission.
- Schmidt, M., 2018. Una década protegiendo los bosques nativos. *BORDES*, 2(7), 153-162. <https://publicaciones.unpaz.edu.ar/OJS/index.php/bordes/article/view/196>.
- Schneider, C.A., Rasband, W.S., Eliceiri, K.W., 2012. NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis. *Nature Methods*, pp. 671, 2012. doi: doi:10.1038/nmeth.2089.
- Schulman, E., 1956. *Dendroclimatic Changes in Semi-Arid America*. The University of Arizona Press, 142 pp.
- Schumann, G., Matgen, P., Cutler, M.E.J., Black, A., Hoffmann, L., Pfister, L., 2008. Comparison of remotely sensed water stages from LiDAR, topographic contours and SRTM. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 63, 283–296.
- Schumm, S.A. 1977. *The fluvial system*. J. Wiley and Sons. New York, USA. 338 p.

- Schumm, S.A., Brakenridge, G.R., 1987. River Responses. In: Ruddiman, W.F., Wright, H.E. (Eds.), North America and Adjacent Oceans during the Last Deglaciation: Geological Society of America, Decade of North American Geology, K-3, pp. 221–240.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F., Holbrook, J.M., 2002. Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge University Press, Cambridge UK. 276 pp.
- Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. 2005. Regiones Forestales de Argentina. Formato digital. Marco de Referencia Geodésico Nacional: POSGAR 94. Sistema de Referencia: WGS84. Dirección de Bosques, Unidad de Manejo del Sistema de Evaluación Forestal (UMSEF).
- Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, 2011. Eco-Regiones del Gran Chaco Americano. Dirección de Bosques – Unidad de Manejo del Sistema de Evaluación Forestal (UMSEF). Mapa modificado Año 2005.
- Secretaría de Energía, 1994. Estadística Hidrológica. Ministerio de Economía y Obras y Servicios Públicos de la Nación, Argentina, Tomo I: 367 p.
- Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica, 2019. Base de Datos Hidrológica Integrada. Ministerio del Interior, Obras públicas y Vivienda, Presidencia de la Nación Argentina. <http://bdhi.hidricosargentina.gob.ar/>.
- Seminara, G., 2006. Meanders. *Journal of Fluid Mechanics*, 554: 271-297.
- Senisterra, G.B., 2014. Influencia del cambio de uso del suelo sobre el escurrimiento superficial. Tesis de maestría en Manejo Integral de Cuencas Hidrográficas. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad Nacional de La Plata.
- Servant, M., Fontes, J., Rieu, M., Saliege, J., 1981. Phases climatiques arides holocenes dans le sud-ouest de l'Amazonie. *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris* 292(II): 1295-1297.
- Silva, A.E., Carvalho L.M., 2007. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). *Atmos Sci Lett*. doi:10.1002/asl.
- Smith, K., Ward, R., 1998. Floods – Physical Processes and Human Impacts. John Wiley & Sons. 382 pp.
- Soldano, F., 1947. Régimen y aprovechamiento de la red fluvial argentina, I: el río Paraná y sus tributarios. Ed.Cimera, Buenos Aires, 277 p.
- Spalletti, L., 1972. Sedimentología de los cenoglomerados de Volcán, provincia de Jujuy. *Revista Museo de La Plata, nueva serie, Geología VIII*: 137-225.
- Spalletti, P.; Brea J.D., 1998. Producción de sedimentos en cuencas de ríos de montaña. XVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Oaxaca, México.
- Speranza, F.C., Giralt, S., Lupo, L.C., Kulemeyer, J.J., Pereira, E., Lopez, B.C., 2019. Paleoenvironmental reconstruction of the semi-arid Chaco region of Argentina based on multiproxy lake records over the last six hundred years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol 524: 85-100. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.03.037>.

- Speranza, F.C., Tevez, R., Gonçalves, O.R., 2011. Determinación de áreas críticas forestales en el Parque Chaqueño. Componente Bosques Nativos y su Biodiversidad. Proyecto Manejo Sostenible de los Recursos Naturales - BIRF 7520-AR - PNUD ARG08/008.
- Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores* 13: 615-621.
- Stokes, MA, Smiley, TL, 1968. An introduction to tree-ring dating. University of Chicago Press, Chicago, Illinois.
- Stouthamer, E., Berendsen, H. J., 2007. Avulsion: the relative roles of autogenic and allogenic processes. *Sedimentary Geology*, 198(3-4), 309-325
- Striewski, B., Mayr, C., Flenley, J., Naumann, R., Turner, G., Lücke, A., 2009. Multi-proxy evidence of late Holocene human-induced environmental changes at Lake Pupuke, Auckland (New Zealand). *Quaternary International*, Vol 202, Issues 1–2, June 2009, pp 69–93.
- Subsecretaría de Recursos Hídricos, 2004. Estadística Hidrológica de la República Argentina / dirigido por: Hugo Pablo Amicarelli , Edición literaria a cargo de EVARSA. - 1a ed. - Buenos Aires: el autor. CD Rom. ISBN 987-98869-3-3
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Correggiari, A., Nelson, B.W., 2005. Distributary channels and their impact on sediment dispersal. *Marine Geology*, 222, 75-94.
- Syvitski, J.P.M., Overeem, I., Brakenridge, GR., Hannon, M., 2012. Floods, floodplains, delta plains—a satellite imaging approach. *Sedimentary Geology*, 267, 1-14.
- Taiz, L., Zeiger, E., 2006. *Plant Physiology*. 4th ed. Sinauer Associates, Sunderland, MA.
- Tarback, E.J., Lutgens, F.K., Tasa, D., 1997. *Earth science*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Thakur, P.K., Laha, C., Aggarwal, S.P., 2012. River bank erosion hazard study of river Ganga, upstream of Farakka barrage using remote sensing and GIS. *Nat. Hazards* 61, 967–987.
- The Nature Conservancy (TNC), Fundación Vida Silvestre Argentina (FVSA), Fundación para el Desarrollo Sustentable del Chaco (DeSdel Chaco), Wildlife Conservation Society Bolivia (WCS), 2005. Evaluación Ecorregional del Gran Chaco Americano / Gran Chaco Americano Ecoregional Assessment. Buenos Aires. Fundación Vida Silvestre Argentina.
- Thomasz, E.O., Casparri, M.T., Fusco, M.A., Rondinone, G., Vilker, A.S., 2015. Medición económica de eventos climáticos extremos en el sector agrícola: el caso de la soja en Argentina. *Revista de Investigación en Modelos Financieros*, 2, 30-57.
- Torrella, S. A., Ginzburg, R., Galetto, L., 2015. Forest fragmentation in the argentine chaco: Recruitment and population patterns of dominant tree species. *Plant Ecology*, 216, 1499–1510.
- Torres, G.R., Lupo, L.C., Kulemeyer, J.J., Pérez, C.F., 2016. Palynological evidence of the geoecological belts dynamics from Eastern Cordillera of NW Argentina (23°S) during the Pre-Last Glacial Maximum. *Andean Geology* vol.43 no.2.
- Tortorelli, L.A., 2009. *Maderas y bosques argentinos*. 2º ed, Orientación Gráfica Editora, Buenos Aires.

- Trapletti, A., Hornik, K., 2009. tseries: Time Series Analysis and Computational Finance. R package version 0.10-22.
- Trauth, M.H.; Bookhagen, B.; Marwan, N. & Strecker, M.R. 2003. Multiple landslide clusters record Quaternary climate changes in the northwestern Argentine Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194:109-121. doi:10.1016/S0031-0182(03)00273-6
- Trouet, V., Van Oldenborgh, G.J., 2013. KNMI climate explorer: a web-based research tool for high-resolution paleoclimatology. *Tree-Ring Res.* 69, 3–13.
- Tucker, C. J., 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation", *Remote Sens. Environ.*, vol. 8, pp. 127-150.
- UMSEF, 2005. regiones_forestales_ggwgs84. Marco de Referencia Geodésico Nacional: POSGAR 94, Sistema de Referencia: WGS84. Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación, Dirección de Bosques, Unidad de Manejo del Sistema de Evaluación Forestal (UMSEF).
- Valenzuela, C.O., 2002. Ganadería vacuna en el espacio chaco-formoseño argentino. Una síntesis geográfica de su desarrollo en el siglo XX. *Revista Geográfica*. Vol. 132, pp. 91-122. Pan American Institute of Geography and History.
- Valero-Garcés, B.L., Grosjean, M., Kelts, K., Schreier, H., Messerli, B., 1999. Holocene lacustrine deposition in the Atacama Altiplano: facies models, climate and tectonic forcing. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 151, 101–125.
- Valero-Garcés, B.L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Edwards, R.L., Schwalb, A., Ratto, N., 2003. Patterns of regional hydrological variability in central-southern Altiplano (18°–26°S) lakes during the last 500 years. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 194, 319–338.
- Vallejos, M., Volante, J.N, Mosciaro, M.J., Vale, M.L. Vale, Bustamante, M.L., Paruelo, J.M., 2015. Dynamics of the natural cover transformation in the Dry Chaco ecoregion: A plot level geo-database from 1976 to 2012. *Journal of Arid Environment* 123 (2015) 3-11.
- Vallejos, M., Volante, J.N, Mosciaro, M.J., Vale, M.L. Vale, Bustamante, M.L., Paruelo, J.M., 2019. Capas en formato shapefile de los desmontes. <http://www.monitoreodesmonte.com.ar/>.
- Vélez, C. A. A., Denham, G., 2018. De vulnerables coyunturales a vulnerados estructurales. Los desastres por inundaciones 1970-2009 en el oriente salteño, Argentina. *América Latina en las últimas décadas: procesos y retos*, 17, 171.
- Vera, C.S., Baez, J., Douglas, M., Emanuel, C., Marengo, J.A., Meitin, J., Nicolini, M., Nogués-Paegle, J., Paegle, J., Penalba, O., Salio, P., Saulo, C., Silva Dias, M.A.F., Silva Dias, P.L., Zipser, E., 2006a. The South American low-level jet experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(1), 63-78.
- Vera, C.S., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R.D., Gochis, D., et al., 2006b. Toward a unified view of the American monsoon systems. *J. Clim.* 19, 4977-5000.
- Viglizzo, E. F., Frank, F. C., Carreño, L. V., Jobbágy, E. G., Pereyra, H., Clatt, J., et al., 2010. Ecological and environmental footprint of 50 years of agricultural expansion in Argentina. *Global Change Biology*, 17, 959–973.

- Villalba, R., 2000. Dendroclimatology: a southern hemisphere perspective. Southern hemisphere paleo and neoclimates (eds. Smolka PP, Volkheimer W), Springer Verlag, Berlin, Germany.
- Villalba, R., Holmes R.L., Boninsegna, J.A., 1992. Spatial patterns of climate and tree growth variations in subtropical northwestern Argentina. *Journal of Biogeography*. Vol. 19, No. 6, pp. 631-649. Online resource: <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/5157>.
- Villalba, R., Grau, H.R., Boninsegna, J.A., Ripalta, A., 1998. Intensificación de la circulación atmosférica meridional en la región subtropical de América del Sur inferida a partir de registros dendroclimáticos. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*. 27 (3): 565-579. Online resource: <https://www.ncdc.noaa.gov/paleo/study/5191>.
- Villalba, R., Grosjean, M., Kiefer, T., 2009. Long-term multi-proxy climate reconstructions and dynamics in South America (LOTRED-SA): State of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 175-179.
- Volante, J.N., Mosciaro, M.J., Gavier-Pizarro, G.I., Paruelo, J.M., 2016. Agricultural expansion in the Semiarid Chaco: Poorly selective contagious advance. *Land Use Policy*, 55 (2016), pp. 154-165.
- Virji, H., 1981. A preliminary study of summer tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds, *Mon. Weather Rev.*, 109, 599-610.
- Volante, J.N., Mosciaro, M.J., Gavier-Pizarro, G., Paruelo, J.M., 2016. Agricultural expansion in the Semiarid Chaco: Poorly selective contagious advance. *Land Use Policy*, Vol 55: 154–165.
- Vuille, M., Bradley R.S., Keimig F., 2000. Climate variability in the Andes of Ecuador and its relation to tropical Pacific and Atlantic sea surface temperature anomalies. *J Clim* 13:2520–2535. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2520:CVITAO>2.0.CO;2
- Vuille, M., Keimig, F., 2004. Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the Central Andes derived from ISCCP-B3 data. *Journal of Climate*, 17, 3334-3348.
- Vuille, M., Burns, S.J., Taylor, B.L., Cruz, F.W., Bird, B.W., Abbott, M.B., Kanner, L.C., Cheng, H., Novello, V.F., 2012. A review of the South American monsoon history as recorded in stable isotopic proxies over the past two millennia. *Clim. Past*, 8, 1309-1321.
- Wanner, H., 2005. Call for a PAGES Initiative on "Past Regional Climate Variability", *PAGES News*, 13(1): 19-21.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Scuderi, L.A., Nichols, G.J., Davidson, S.K., Owen, A., Atchley, S.C., Bhattacharyya, P., Chakraborty, T., Ghosh, P., Nordt, L.C., Michel, L., Tabor, N.J., 2013. Prograding distributive fluvial systems: geomorphic models and ancient examples, in Driese, S.G., Nordt, L.C., and McCarthy, P.J., eds., *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology: SEPM, Special Publication 104*, p. 131–147.
- Wells, N., S. Goddard, and M.J. Hayes, 2004. A Self-Calibrating Palmer Drought Severity Index. *J. Climate*, 17, 2335–2351, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2335:ASPDSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2335:ASPDSI>2.0.CO;2).

- Wigley, T.M.L., Briffa, K.R., Jones, P.D., 1984. On the average value of correlated time series, with applications in dendroclimatology and hydrometeorology. *J Clim Appl Meteorol* 23:201–213.
- Wilkinson, J.M., Marshall, L.G., Lundberg, J.G., 2006. River behavior on megafans and potential influences on diversification and distribution of aquatic organisms: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 151–172.
- Williams, J., Gosling, W., Brooks, S., Coe, A., Xu, S., 2011. Vegetation, climate and fire in the eastern Andes (Bolivia) during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 312: 115-126.
- Wilson, E.H., Sader, S.A., 2002. Detection of forest harvest type using multiple dates of Landsat TM imagery. *Remote Sensing of Environment*, 80: 385–396.
- Wingenroth, M., and Heusser, C., 1984. Polen en la Alta Cordillera, Quebrada Benjamín Matienzo, Andes Centrales, Mendoza. Mendoza, Argentina. IANIGLA.
- Wolter, K., Timlin, M.S., 1998. Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank?. *Weather* 53, 315–324.
- Worbes, M., 1995. How to measure growth dynamics in tropical trees- a review. *IAWA Journal*, 16, 337-351.
- Xiong, M., Suna, R., Chen, L., 2018. Effects of soil conservation techniques on water erosion control: A global analysis. *Science of the Total Environment* 645: 753–760.
- Yang, X., Damen, M.C.J., Zuidam, R.A.V., 1999. Satellite remote sensing and GIS for the analysis of channel migration changes in the active Yellow River Delta, China. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 1 (2), 146–157.
- Zarrilli, A., 2000. Transformación ecológica y precariedad económica en una Economía marginal. El Gran Chaco Argentino, 1890-1950. *Rev. Theomai* (01). Red Internacional de Estudios sobre Sociedad, Naturaleza y Desarrollo.
- Zarrilli, A.G., 2004. La explotación forestal de los bosques chaqueños argentinos (1895-1948). *Diálogos Revista Electrónica de Historia* ISSN 1409- 469X. Vol. 4. Nº2.
- Zarrilli, A.G., 2008. El oro Rojo. La Industria del Tanino en la Argentina (1890-1950). *Silva Lusitana* 16 (2): 239 - 259, 2008. EFN, Lisboa. Portugal.
- Zhou, J., Lau, K.M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America?. *J. Climate* 11, 1020-1040. doi: 10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2.
- Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichert, G.J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores, *Geochem. Geophys. Geosy.*, 9, Q05009, doi:10.1029/2007GC001932.
- Zorita, E., González-Rouco, F., Legutke, S., 2003. Testing the Mann et al. (1998) Approach to Paleoclimate Reconstructions in the Context of a 1000-Yr Control Simulation with the ECHO-G Coupled Climate Model. *Journal of Climate*, Vol.16: 1378-1390.

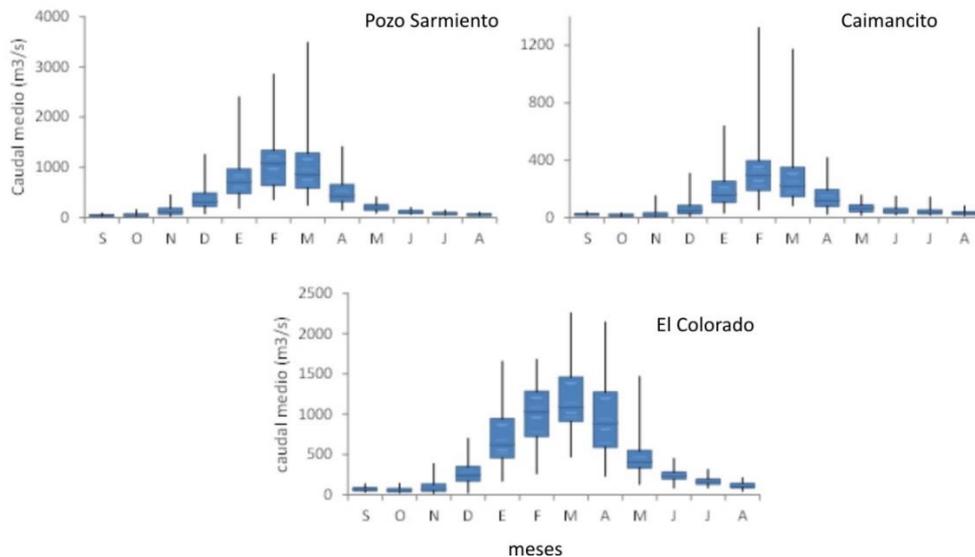
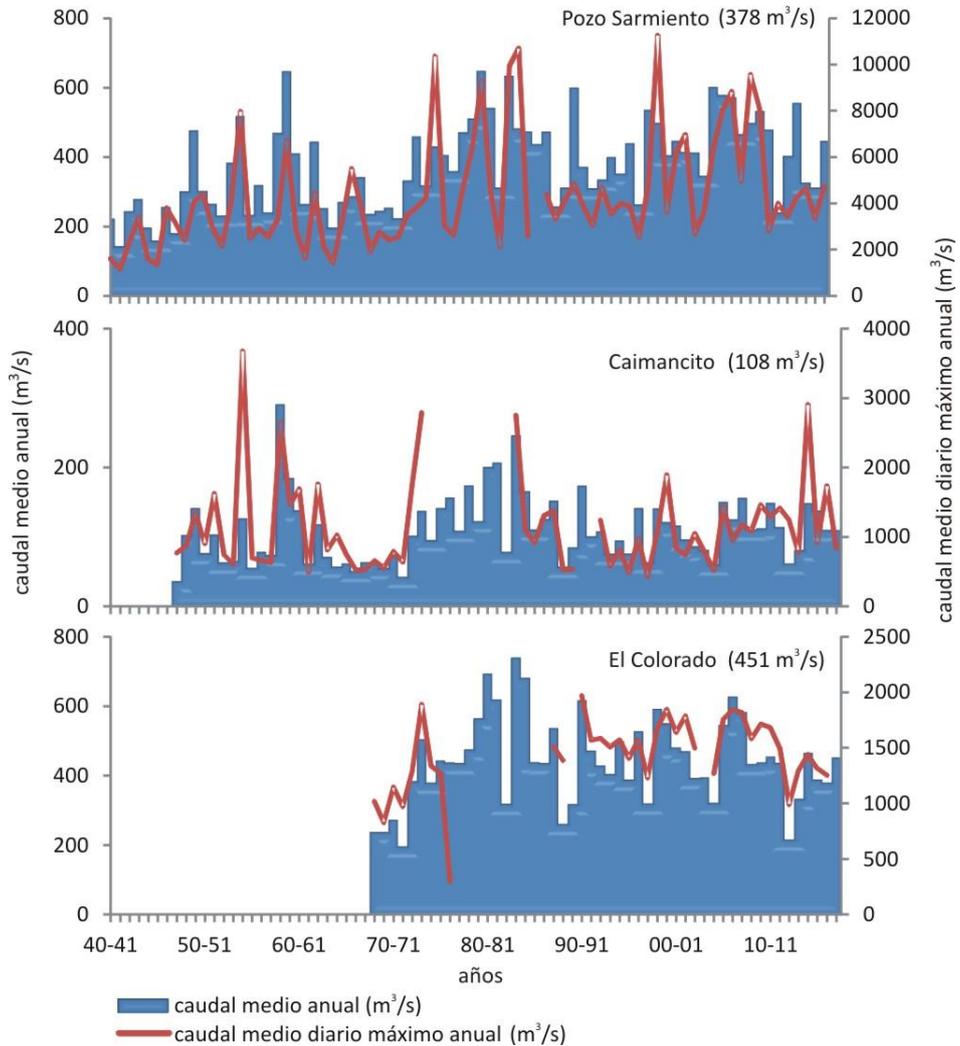
Apéndice I

Características distintivas de las cuencas alta y baja del río Bermejo.

Características	Cuenca Alta		Cuenca Baja
	Subcuenca Norte	Subcuenca Sur	
Superficie	50,024 Km ²		72,817 Km ²
Rango de altitud	300 a 5,500 msnm		45 a 1000 msnm
Río que lo representa	Bermejo (superior)	San Francisco	Bermejo (inferior)
Caudal medio	378 m ³ /s, aporta el 70% del caudal líquido.	108 m ³ /s, aporta el 30% del caudal líquido.	451 m ³ /s
Sedimentos en suspensión	70,508,100 t/año (79 %)	18,901,200 t/año (21 %)	84,940,000 t/año
Pendientes	Muy pronunciadas		Reducidas
Precipitaciones	En el sector de mayor altitud, las precipitaciones son muy escasas (200 mm/a); en el sector de menor altitud presenta elevada precipitación (1200 mm/a).		Variabilidad de precipitación de este a oeste desde 700-800 mm/a en el extremo occidental, 550 mm/a en el centro y 1400 mm/a hacia el extremo oriental.
Fitogeografía	Las zonas más elevadas están ocupadas por las Provincias Fitogeográficas de Prepuna, Puna y Altoandina, con formaciones de estepa arbustiva, estepa herbácea y pastizales de altura. En los sectores más bajos se desarrolla las Yungas, con selvas y bosques densos.		Ocupada por el Chaco, con formaciones de Bosque xerófilo, sabanas y pastizales arbustizados.
Cambios de uso del suelo (deforestación)	Intensos cambios en las zonas de menor pendiente del sector bajo de la cuenca debido a la producción de cultivos extensivos.		Avance de la frontera agropecuaria en el sector occidental (en la transición con cuenca alta) y el sector oriental.
Susceptibilidad a la erosión	Los materiales se encuentran meteorizados y susceptibles a sufrir procesos de erosión y movimientos en masa.		Se presenta una estabilidad relativa de los materiales depositados debido a las reducidas pendientes y las exiguas precipitaciones.
Proceso dominante	Erosión, con una alta producción de sedimentos		Elevada agradación

Apéndice II

Datos hidrométricos de las estaciones representativas de la cuenca alta norte (río Bermejo superior - estación Pozo Sarmiento), de la cuenca alta sur (río San Francisco - estación Caimancito) y de la cuenca baja (Estación El Colorado). Caudales mensuales en diagrama de cajas. En paréntesis el caudal medio anual de cada período analizado.



Apéndice III

Provincias fitogeográficas de la cuenca del río Bermejo

La cuenca del río Bermejo se emplaza en la región Neotropical (Cabrera, 1976; Oyarzabal *et al.*, 2018), ocupando el Dominio de la América subtropical, con la Provincia fitogeográfica Yungas; el Dominio Chaqueño, con las Provincias de Gran Chaco y Prepuneña; y el Dominio Andino, representado por la Provincia Altoandina y Puneña.

Las Yungas se extienden en forma de una faja al pie y por las laderas de montañas bajas del sur de Tarija (Bolivia), norte de Salta, este de Jujuy y centro de Salta (Argentina), ocupando altitudes desde los 300 hasta 2,600 msnm (Figura 51). Este gradiente altitudinal incide en que la vegetación se organice en pisos o franjas de vegetación de características fisonómicas y florísticas bien diferenciadas: Selva Pedemontana o de Transición, Selva Montana o Nublada y Bosque Montano. Una reducida superficie del sector oriental de la cuenca es ocupada por selvas mixtas o también denominadas selvas en galería de la Provincia Subtropical oriental.

El Chaco ocupa la totalidad de la cuenca baja, con altitudes que van desde los 50 hasta 1,000 msnm (Figura 51). Domina el bosque xerófilo con un mosaico de sabanas y pastizales que en muchos casos se encuentran arbustizados. Pueden reconocerse dentro de la cuenca dos distritos bien caracterizados: a) Distrito Chaqueño Oriental o Chaco Húmedo, con alta diversidad de especies vegetales con los 3 estratos de vegetación bien representados y presencia de lianas, enredaderas y epífitas; y b) Distrito Chaqueño Occidental o Chaco semiárido, es más seco y presenta menor diversidad que el oriental, constituido principalmente por bosques altos xerófilos, con estratos arbustivos y arbóreos bien representados y en menor medida, el estrato herbáceo. Se distingue en esta Provincia una situación de transición entre el Distrito Chaqueño y las Yungas con características compartidas entre ambas provincias.

La Provincia Prepuneña se extiende por las laderas y quebradas secas de las montañas de Jujuy (Argentina) y Tarija (Bolivia) entre 2,300 y 3,400 msnm. El tipo de vegetación dominante es la estepa arbustiva, matorral (bosquecillos enanos) y pastizales de altura que ocupan la franja de menor altitud y lindantes a las Yungas (Cabrera, 1976).

La Provincia de Puna ocupa el sector de altas montañas y mesetas entre los 3,400m y los 4,500 msnm, presentando una vegetación del tipo estepa arbustiva y estepa herbácea. La Provincia Altoandina ocupa las altas montañas de la cuenca del río Bermejo, desde 4,400m hasta 5,500 msnm, con una vegetación dominante de estepas gramíneas con reducida cobertura del suelo y en algunos casos aislados estepas arbustivas y vegas (Oyarzabal *et al.*, 2018).

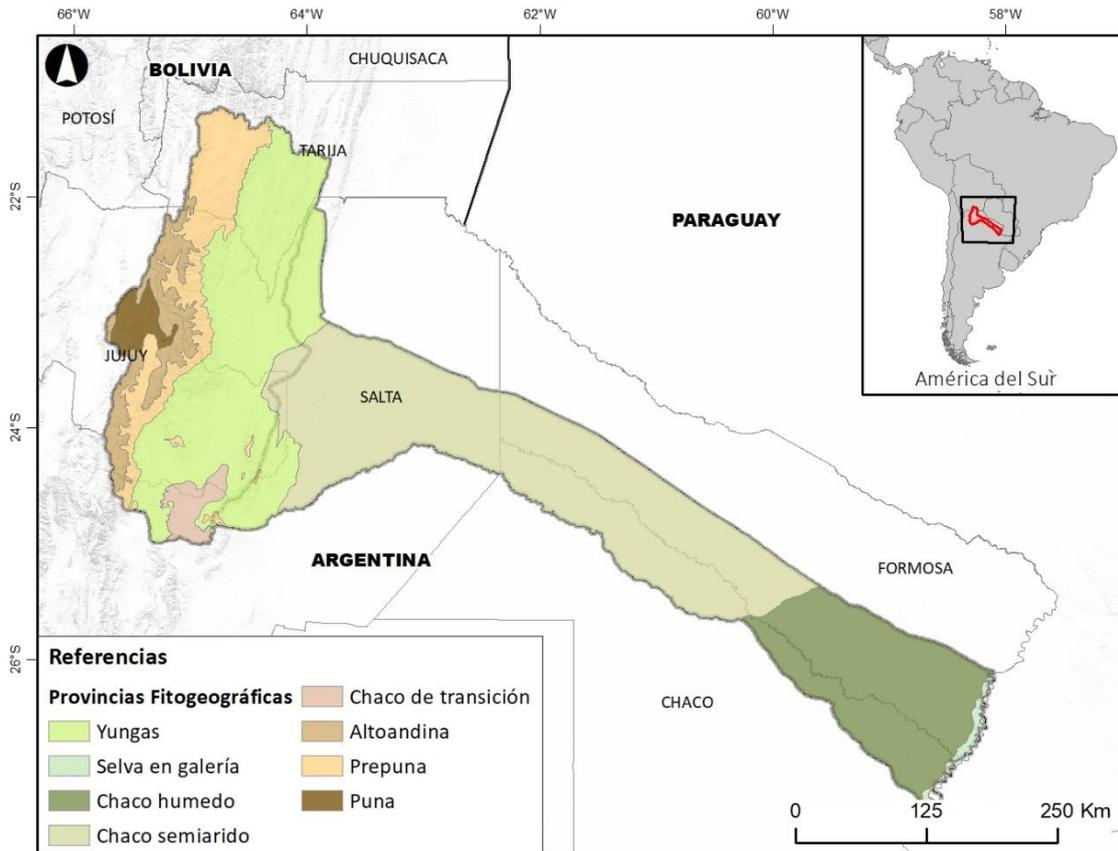


Figura 51. Clasificación fitogeográfica de la cuenca del río Bermejo. Modificado de UMSEF (2005) y Burkart *et al.* (1999).

Apéndice IV

Detalles de las imágenes de la misión LANDSAT utilizadas

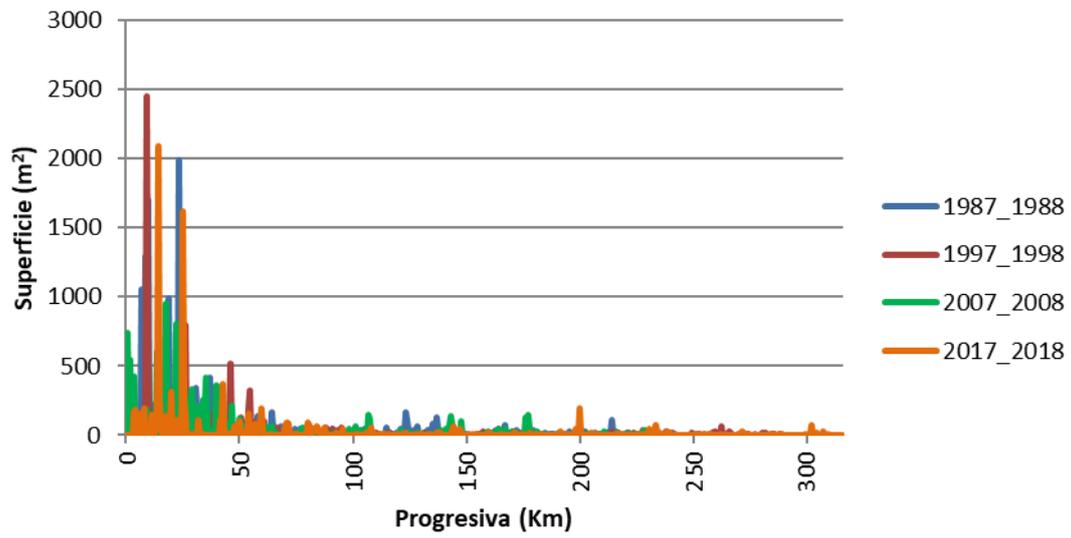
Las plataformas satelitales utilizadas fueron: 1) LANDSAT 2, con las bandas del escáner multispectral (MSS) B4, B5, B6 y B7, de resolución espacial de 68 m x 83 m, re-muestreada a 80 m, con 63 niveles de gris representando la radiancia. Las escenas empleadas corresponden al año 1976. 2) LANDSAT 5, utilizando las bandas reflectivas del sensor Thematic Mapper (TM) B1 a B5 y B7, excluyendo la banda térmica por poseer una menor resolución espacial (120m) y la pancromática por su baja resolución radiométrica. Cada escena posee una resolución espacial de 30 m y una resolución radiométrica de 8 bits. Las imágenes utilizadas corresponden al periodo 1986 al 2011. 3) LANDSAT 7, el cual posee similares características de resolución espacial y espectral que la anterior plataforma. Se emplearon bandas B1 a B5 y B7 del sensor Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+). Las escenas utilizadas corresponden a 2001 y 2002, ya que en estos dos años las imágenes de LANDSAT 5 poseen nubes, y escenas del año 2012, siendo el único satélite de la misión funcionando en este año para las fechas elegidas. 4) LANDSAT 8, empleando las bandas espectrales B1 a B7 del sensor Operational Land Imager (OLI), exceptuando la banda pancromática (B8) por su limitación en la resolución espectral y la banda cirrus (B9) por estar diseñada para usos atmosféricos. La resolución espacial del sensor es 30m y la resolución espectral 12 bits. Las imágenes empleadas corresponden al periodo 2013 hasta 2018.

Todas las imágenes LANDSAT pertenecen a la colección 1 y nivel 1 de procesamiento. Este nivel incluye datos corregidos de Nivel-1 de Precisión y Terreno (L1TP), los cuales se encuentran calibrados y ortorrectificados radiométricamente. Estos productos son adecuados para el análisis de series de tiempo a nivel de píxeles, ya que pueden considerarse consistentes e intercalibrados (independientemente del sensor) en toda la colección.

Para el área de estudio fueron necesarias utilizar entre 4 y 5 escenas por cada año de estudio, en función del grado de nubosidad. Estas escenas seleccionadas poseen menos del 10% de nubosidad y fueron procesadas para construir un mosaico, el cual posteriormente fue recortado al área de estudio.

Apéndice V

Análisis del desplazamiento del cauce del río Bermejo, calculado como la superficie generada entre los cauces de dos años consecutivos, presentados en función de la progresiva longitudinal. Se exponen resultados cada 10 años.



Apéndice VI

Estaciones meteorológicas seleccionadas con más 55 años de datos mensuales y menos del 5% de datos ausentes.

ID	Estación meteorológica	Lat	Long	Periodo	Cantidad años
2014	El Tunal	-25.25	-64.4166667	1935-1990	56
2015	Chorroarin	-25.15	-64.35	1935-1990	56
2016	Chañar Muyo -Coronel Olleros-	-25.0833333	-64.25	1935-1990	56
2017	Gonzalez, Joaquin V.	-25.0833333	-64.1833333	1936-1990	55
2018	Gaona	-25.2	-64.0833333	1935-1990	56
2019	El Quebrachal	-25.2833333	-64.0666667	1936-1990	55
2020	Macapillo	-25.3666667	-64.0166667	1935-1990	56
2021	Nuestra Señora de Talavera	-25.4333333	-63.8	1935-1990	56
2022	Tolloche	-25.5166667	-63.55	1935-2004	70
2146	Rivadavia	-24.1833333	-62.9	1914-1987	74
3007	Las Lomitas	-24.7166667	-60.5833333	1935-1990	56
3008	Pozo Del Tigre	-24.8833333	-60.3166667	1935-1990	56
3009	Estanislao del Campo	-25.05	-60.1	1935-1990	56
3010	Ibarreta	-25.2	-59.8333333	1935-1990	56
4001	Las Cejas	-26.8833333	-64.75	1936-1990	55
4027	La Madrid	-27.6333333	-65.25	1935-1990	56
6003	Abra Grande	-27.3	-64.3833333	1936-1990	55
6004	Pozo Hondo	-27.1666667	-64.5	1917-2004	88
6005	Isca Yacu	-27.0333333	-64.6166667	1917-1989	73
6006	Clodomira	-27.5833333	-64.1333333	1913-1990	78
6008	Los Naranjos	-27.7166667	-64.25	1929-1990	62
6017	Lavalle	-28.2	-65.1166667	1922-1990	69
6018	San Pedro	-27.95	-65.1833333	1912-2004	93
6021	Villa San Martin -Loreto-	-28.3166667	-64.2	1913-2003	91
6028	Fortín Inca	-29.1166667	-61.95	1915-1997	83
6029	Guardia Escolta	-29	-62.1333333	1921-2004	84
6047	Quimilí	-27.65	-62.4166667	1919-2004	86
6048	Girardet	-27.6	-62.1333333	1920-1977	58
6051	Santiago Del Estero	-27.7833333	-64.2666667	1904-2004	101
6052	La Banda	-27.7333333	-64.25	1918-2004	87
7010	Atamisqui	-28.4833333	-63.8166667	1911-1997	87
7011	Brea Pozo	-28.25	-63.95	1934-2004	71
7012	Campo Gallo	-26.5833333	-62.8666667	1927-2004	78
7015	Garza	-28.15	-63.55	1920-1994	75
7024	Los Telares	-29	-63.45	1935-2004	70
7035	Sumampa	-29.3666667	-63.4833333	1935-2003	69
7038	Villa Salavina	-28.8	-63.4333333	1905-1997	93
7039	Nueva Esperanza	-26.2	-64.2666667	1929-2004	76
7040	Fernandez	-25.9166667	-63.9	1923-2004	82
9002	Inta Quimilí	-27.6474	-62.4149	1919-2007	89

Apéndice VII

Análisis de correlación entre las cronologías de ancho de anillos, la reconstrucción de la variabilidad de humedad de los sedimentos lacustres y las funciones spline de 15 años de estos registros.

	LYE	PAL	WEI
Variabilidad de la humedad mediante sedimentos lacustres	-0.05	-0.02	-0.09
	LYE	0.10	0.08
	PAL		0.16
	LYE spline 15 años	PAL spline 15 años	WEI spline 15 años
Variabilidad de la humedad mediante sedimentos lacustres spline 15 años	-0.15	-0.04	-0.16
	LYE spline 15 años	-0.07	0.02
	PAL spline 15 años		-0.02

** Correlación significativa al nivel 0.01 (2 colas)

* Correlación significativa al nivel 0.05 (2 colas)