



Universidad
Nacional
de Córdoba



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES

Doctorado en Ciencias Geológicas

Tesis Doctoral

Evolución tectónica del Bolsón de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina (29°-30°30'S, 68°30'-67°30' O)

Autor: Geól. Horacio Nicolás CANELO

Directores: Dr. Federico Miguel DÁVILA

Dr. Mario Ernesto GIMÉNEZ

Diciembre 2023

Evolución tectónica del Bolsón de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina (29°-30°30'S, 68°30'-67°30' O)

Por Geól. Horacio Nicolás CANELO

Directores

Dr. Federico Miguel DÁVILA. - FCEFyN, UNC

Dr. Mario Ernesto GIMÉNEZ. - UNSJ

Tribunal Evaluador

Dra. Cecilia Eugenia DEL PAPA - CICTERRA - CONICET, UNC

Dra. Laura Beatríz GIAMBIAGI - IANIGLA - CONICET, Mendoza

Dr. Sergio Miguel GEORGIEFF - UNT

Esta Tesis fue enviada a la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba como requisito parcial para la obtención del grado académico de Doctor en Ciencias Geológicas.

Córdoba, Argentina
Diciembre 2023



Universidad
Nacional
de Córdoba



FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES



UNIVERSIDAD NACIONAL DE CÓRDOBA - ARGENTINA
Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales
Doctorado en Ciencias Geológicas

“Evolución tectónica del Bolsón de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina (29°-30°30'S, 68°30'-67°30' O)”

Horacio N. Canelo

Directores: Dr. Federico M. Dávila

Dr. Mario E. Gimenez

2023

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Córdoba, Argentina. La misma no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta u otra Universidad.

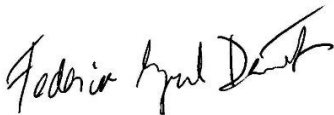
Esta tesis contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el Centro de Investigaciones en Ciencias de La Tierra (CICTERRA), CONICET-UNC, y en el Instituto Geofísico Sismológico Volponi, Universidad Nacional de San Juan, bajo la dirección de los Dres. Federico M. Dávila (Profesor del Dpto. de Geología de la UNC e Investigador Principal del CONICET) y Mario E. Giménez (Prof. del Dpto. de Geofísica de la UNSJ – Investigador Principal del CONICET).

Los directores de la presente tesis hacen constar:

Que el presente trabajo, ha sido realizado bajo sus direcciones por el Geólogo Horacio N. Canelo, y cumple con las condiciones suficientes para que su autor pueda optar al grado de Doctor en Geología.



Geól. Horacio N. Canelo



Dr. Federico M. Dávila



Dr. Mario E. Giménez

Córdoba, 31 de Julio de 2023

Índice

Resumen	9
Abstract	11
Dedicatoria	13
Agradecimientos	14
Capítulo 1: Introducción	16
1.1 Introducción a la problemática y a la región de estudio	16
1.2 Objetivos y naturaleza del trabajo	18
1.2.1 Objetivo General	18
1.2.2 Objetivos específicos	19
1.3 Ubicación y vías de acceso	20
1.4 Metodologías	22
1.4.1 Tareas de campo	22
1.4.2 Tareas de gabinete	23
1.4.2.1 Revisión y actualización del conocimiento estratigráfico-estructural	23
1.4.2.2 Creación, actualización e interpretación del proyecto de interpretación sísmica de reflexión 2d	24
1.4.2.3 Métodos potenciales: gravimetría y aeromagnetometría	25
1.4.2.4 Análisis estructurales	25
1.4.2.5 Termocronología de baja temperatura: trazas de fisión y U-Th/He en apatitas y circones	26
1.4.3 Tareas de laboratorio	28
1.5 Antecedentes geológicos	28
1.6 Antecedentes geofísicos	32
Capítulo 2: Generalidades geológicas de la región de estudio	34
2.1 Marco geológico y tectónico regional	34
2.1.1 Contexto tectonoestratigráfico Paleozoico	36
2.1.2 Contexto tectonoestratigráfico Mesozoico	37
2.1.2 Contexto tectonoestratigráfico Cenozoico al presente	40
2.2 Marco estructural	43
2.3 Marco geomorfológico-climático	44
Capítulo 3: Cartografía geológica y análisis estratigráfico	48
3.1 Introducción	48
3.1.1 El Basamento	49
3.1.1.1 Complejos ígneos-metamórficos de las sierras de Maz y Las Ramaditas	49

3.1.1.2 Unidades sedimentarias, volcánicas y metamórficas de bajo grado (Cámbrico-Ordovícico)	51
3.1.1.3 Complejo magmático Sañogasta (Ordovícico Inferior)	51
3.1.1.4 Basamento de la Sierra de Valle Fértil (Ordovícico Inferior)	52
3.1.2 Ciclo sedimentario Carbonífero - Pérmico	53
3.1.2.1 El Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina.....	53
3.1.2.2 El Grupo Paganzo en la Sierra de Maz y en el borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto Villa Unión	54
3.1.3 El ciclo sedimentario - magmático Permo - Triásico Superior	57
3.1.3.1 Formación Talampaya	58
3.1.3.2 Formación Tarjados	60
3.1.3.3 Formación Chañares.....	60
3.1.3.4 Formación Los Rastros	62
3.1.3.5 Formación Baldecitos (basaltos alcalinos)	64
3.1.3.6 Formación Ischigualasto	66
3.1.3.7 Formación Los Colorados	68
3.1.4 Sedimentación jurásica-cretácica?	69
3.1.4.1 Formación Cerro Rajado	69
3.1.5 El ciclo volcano-sedimentario Neógeno - Pleistoceno (revisión y actualización)	71
3.1.5.1 Formación La Moradita	76
3.1.5.2 Formación Quebrada de Médano.....	77
3.1.5.3 Formación Río Mañero.....	81
3.1.5.4 Formación Desencuentro	85
3.2 Nuevos aportes sobre la estratigrafía del Neógeno.....	90
3.2.1 Características sedimentológicas-estratigráficas de la región de Las Tucumanesas	90
3.2.1.1 Asociación de Facies 1 (AF1).....	92
3.2.1.2 Asociación de Facies 2 (AF2).....	94
3.2.1.3 Asociación de Facies 3 (AF3).....	96
3.2.1.4 Asociación de Facies 4 (AF4).....	96
3.2.1.5 Asociación de Facies 5 (AF5).....	98
3.2.2 Nuevas edades de los depósitos piroclásticos mediante el método de trazas de fisión en circones (ZFT).....	99
3.2.2.1 Toba TUC1	100
3.2.2.2 Toba TUC2	102
3.2.3 Características sedimentológicas-estratigráficas de la región de las Lomadas de Puerto Alegre.....	103
3.2.3.1 Asociación de Facies 1 (AF1).....	104

3.2.3.2 Asociación de Facies 2 (AF2).....	108
3.2.3.3 Asociación de Facies 3 (AF3).....	109
3.2.3.4 Asociación de Facies 4 (AF4).....	112
3.3 Síntesis estratigráfica y correlación regional del Neógeno	113
Capítulo 4: Estudio de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión mediante el método sísmico de reflexión 2D	119
4.1 Introducción	119
4.2 Metodologías y datos	122
4.2.1 Interpretación sísmica y sus limitaciones en esta tesis	123
4.2.2 Mapas isopáquicos, estructurales y conversión tiempo (TWT) a profundidad.....	124
4.3 Resultados e interpretaciones	126
4.3.1 Correlación de las tectonosecuencias con la geología de superficie.....	126
4.3.1.1 Basamento acústico.....	131
4.3.1.2 Tectonosecuencia 1 (TS1): Grupo Paganzo “I y II”.....	132
4.3.1.3 Tectonosecuencia 2 (TS2): formaciones Talampaya-Tarjados.....	136
4.3.1.4 Tectonosecuencia 3 (TS3): formaciones Chañares - Los Rastros.....	139
4.3.1.5 Tectonosecuencia 4 (TS4): Formación Ischigualasto	141
4.3.1.6 Tectonosecuencia 5 (TS5): Formación Los Colorados.....	145
4.3.1.7 Tectonosecuencia 6 (TS6): formaciones La Moradita y Quebrada de Médano-Rio Mañero (indiferenciadas)	147
4.3.1.8 Tectonosecuencia 7 (TS7): Formación Desencuentro.....	148
4.3.1.9 Tectonosecuencia 8 (TS8): Formación Santa Florentina.....	150
4.3.2 Estructuras interpretadas en los perfiles sísmicos	152
4.3.2.1 Extremo septentrional: Faja plegada y corrida de piel gruesa “Villa Unión - San Isidro”	153
4.3.2.2 Borde occidental-noroccidental: anticlinales Cerro Bola, Cerro Rajado y Sierra Morada	156
4.3.2.3 Borde oriental: anticlinales Sierra de Los Tarjados, Potrero Alto y sinclinal de Pagancillo	159
Capítulo 5: Estudio de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión mediante gravimetría y aeromagnetometría	162
5.1 Introducción	162
5.2 Metodologías y datos	163
5.2.1 Método potencial gravimétrico: procesamiento y aplicaciones.....	163
5.2.2 Método potencial magnético: procesamiento y aplicaciones.....	166
5.2.2.1 Obtención del mapa de anomalías magnéticas regionales y residuales.....	168
5.2.2.2 Reducción al Polo (RTP) de las anomalías magnéticas residuales	168
5.2.2.3 Derivada horizontal total (DHT) y Amplitud de la señal analítica (ASA)	169

5.2.3 Modelado de las anomalías gravimétricas y magnéticas	170
5.2.3.1 Modelado semiautomático: Deconvolución estándar de Euler en 3d.....	171
5.2.3.2 Modelado semiautomático: Inversión desde el número de onda (SPI)	172
5.2.3.3 Modelado e inversión gravimétrica tridimensional	173
5.3 Resultados y Discusiones	175
5.3.1 Análisis del mapa de anomalías de Bouguer	175
5.3.2 Espectro de potencia promediado radialmente de la Anomalía de Bouguer	177
5.3.3 Anomalía regional y residual de Bouguer	178
5.3.3.1 Antecedentes e interrogante sobre el origen de la anomalía positiva del sur de la cuenca	178
5.3.3.2 Anomalía regional y residual de Bouguer obtenida mediante el filtro Pasabanda Butterworth	180
5.3.4 Análisis del mapa del Campo Magnético Anómalo Total	185
5.3.5 Espectro de potencia promediado radialmente del Campo Magnético Anómalo Total	188
5.3.6 Análisis del Campo Magnético Anómalo regional y residual	190
5.3.7 Análisis del Campo Magnético Anómalo residual Reducido al Polo.....	193
5.3.8 Modelado: Deconvolución estándar de Euler en 3d.....	199
5.3.8.1 Identificación y estimación de las profundidades de las fuentes causantes de las anomalías gravimétricas	199
5.3.8.2 Identificación y estimación de las profundidades de las fuentes causantes de las anomalías magnéticas	202
5.3.9 Modelado: Inversión del basamento magnético mediante el método “SPI”	205
5.3.10 Modelado: Inversión gravimétrica tridimensional	207
Capítulo 6: Configuración y análisis estructural de la deformación cenozoica	214
6.1 Introducción	214
6.2 Metodologías	215
6.2.1 Trabajo de campo.....	215
6.2.2 Inversión de datos microtectónicos de desplazamiento en fallas	215
6.2.2.1 Análisis cinemático.....	215
6.2.3 Construcción de secciones estructurales.....	216
6.2.3.1 Construcción de secciones estructurales a partir de perfiles sísmicos de reflexión 2d	217
6.2.3.2 Construcción de secciones estructurales a partir del modelado directo 2.75 D de anomalías magnéticas	218
6.2.4 Retrodeformación, análisis y modelado de la estructuración	220
6.3 Análisis estructural geométrico y cinemático	225
6.3.1 Estructuras de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro	225
6.3.1.1 Anticlinal Anchumbil	227

6.3.1.2 Anticlinal Las Maravillas y sinclinal Los Palacios.....	233
6.3.1.3 Monoclinal San Isidro y su sinclinal de crecimiento frontal	240
6.3.1.4 Anticlinal Las Tucumanesas.....	244
6.3.2 Modelo estructural de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro...	249
6.3.3 Controles paleotectónicos en la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro	251
6.3.4 Características estructurales del borde occidental-noroccidental de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión	253
6.3.4.1 Anticlinal Cerro Bola, sinclinal Cerro Las Lajas y estructuras asociadas	255
6.3.4.2 Anticlinal Cerro Rajado y estructuras asociadas	262
6.3.4.3 Anticlinal Sierra Morada y estructuras asociadas	269
6.3.4.4 Anticlinal Esquina Colorada	277
6.3.5 Influencia de la arquitectura del <i>rifting</i> Triásico en el estilo de la deformación cenozoica durante la inversión tectónica	284
6.3.5.1 Modelo esquemático de la evolución tectónica de hemigraben de Ischigualasto-Villa Unión	285
6.3.5.2 <i>Rift</i> oblicuo o <i>rift</i> ortogonal ?: Nueva propuesta estructural	287
6.3.5.3 Factores que controlan el estilo estructural de la inversión tectónica a lo largo de la falla de Valle Fértil	291
6.3.6 Características estructurales del borde oriental-nororiental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y el extremo sur del Sistema de Famatina.....	296
6.3.6.1 Anticlinal Sierra de Los Tarjados y estructuras asociadas.....	297
6.3.6.2 Anticlinal Potrero Alto.....	307
6.3.6.3 El bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta, la falla de Aicuña y estructuras secundarias	316
6.3.7 Transectas estructurales regionales balanceadas: características de la corteza, estructura profunda y estimaciones de acortamientos.....	325
Capítulo 7: Análisis de soterramiento, exhumación y levantamiento mediante termocronología de baja temperatura	333
7.1 Introducción	333
7.2 Aspectos teóricos y metodologías.....	334
7.2.1 Trazas de fisión en apatitas (<i>AFT</i>).....	334
7.2.2 Termocronología en el sistema (U-Th-Sm) / He en apatitas y circones	337
7.2.3 Reflectancia de la Vitrinita	338
7.2.4 Cuantificación del levantamiento y exhumación: Revisión de conceptos	339
7.2.5 Relación edad termocronológica vs. elevación o profundidad.....	343
7.2.6 Modelado tiempo-temperatura.....	345
7.2.6.1 Modelado tiempo-temperatura mediante el <i>software</i> HeFTy®.....	346

7.2.6.2 Método de inversión y restricciones impuestas:	348
7.3 Análisis y observaciones de los estudios previos de termocronología de baja temperatura y reflectancia de vitrinita en la región	350
7.3.1 Edades de trazas de fisión en apatitas (AFT) y mediciones de largo de trazas confinadas	355
7.3.1.1 Sierra de Maz.....	359
7.3.1.2 Cerro Bola.....	359
7.3.1.3 Cerro Rajado.....	360
7.3.1.4 Filo del Potrero Alto.....	364
7.3.1.5 Sierra Morada	364
7.3.1.6 Sierra de Valle Fértil (sector norte).....	370
7.3.2 Análisis (U-Th-Sm) /He en apatitas y circones.....	371
7.3.2.1 Edades (U-Th-Sm) /He en circones (ZrHe) en la Sierra Morada	376
7.3.2.2 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en la Sierra Morada	379
7.3.2.3 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en la Sierra de Valle Fértil (sector norte).	381
7.3.2.4 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en el Cerro Rajado.....	384
7.3.2.5 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en el Cerro Bola.....	387
7.3.2.6 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en la Sierra de Maz - Cerro Guandacol... ..	387
7.3.3 Análisis de los datos de reflectancia de la vitrinita (%Ro)	389
7.3.3.1 %Ro en la región del río Gualo - Chañares	391
7.3.3.2 %Ro en la Sierra Morada	392
7.3.3.3 %Ro en el Cerro Bola	392
7.4 Nuevos datos termocronológicos de trazas de fisión en apatitas	394
7.4.1 Edades de trazas de fisión en apatitas (AFT) y mediciones de largo de trazas confinadas	395
7.4.1.1 Muestra Thermo-TUC2	395
7.4.1.2 Muestra RAMA-THERMO_AFT1.....	396
7.4.1.3 Muestra CM2	397
7.4.1.4 Muestra AICU_AFT1	398
7.4.1.5 Muestra TAR-THERMO_AFT1	399
7.5 Modelado inverso de historias termales	400
7.5.1 Sierra de Las Ramaditas: muestra RAMA-THERMO_AFT1	401
7.5.2 Sierra de Maz: muestra MAZ02	402
7.5.3 Cerro Bola: muestra N051	404
7.5.4 Cerro Rajado: muestras N145 y N148	405
7.5.5 Sierra Morada: muestra SVF01	408
7.5.6 Sierra Morada: muestras S167 y S163	409

7.5.7 Sierra de Los Tarjados: muestra TAR-Thermo_AFT1.....	412
7.5.8 Sierra de Sañogasta: muestra AICU_AFT1	413
7.6 Discusión sobre las historias termales	415
7.6.1 Historia termal durante el <i>rifting</i> Permo-Jurásico temprano	415
7.6.2 Historia termal entre el Jurásico temprano y el Paleógeno	418
7.6.3 Historia termal entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio/Superior.....	419
7.6.4 Historia termal entre el Mioceno Medio/Superior al Plioceno	422
7.7 Cuantificación de la exhumación, levantamiento superficial y de rocas durante la etapa de tectónica compresiva miocena-pliocena.....	426
7.7.1 Transecta vertical del anticlinal de la Sierra Morada.....	426
7.7.2 Anticlinal Cerro Bola	430
7.7.3 Anticlinal Cerro Rajado.....	432
7.7.4 Anticlinal Sierra de Los Tarjados	434
Capítulo 8: Integración de datos: Contexto regional y evolución tectónica-sedimentaria entre los 29°-30°S.....	436
8.1 Tectónica y sedimentación (Carbonífero - Pérmico Superior)	437
8.2 Tectónica, sedimentación y magmatismo (Pérmico Superior – Jurásico Inferior)	442
8.2.1 Mecanismo de la generación del <i>rift</i> y origen de tensión litosférica.....	442
8.2.2 Evolución tectónica-sedimentaria Permo-Jurásico Inferior.....	443
8.2.2.1 Etapa de <i>synrift</i> inicial	444
8.2.2.2 Etapa de <i>synrift</i> : interacción y unión de fallas normales	447
8.2.2.3 Etapa de <i>synrift</i> de falla normal continua y falla normal muerta.....	448
8.2.2.4 Etapa de <i>postrift</i>	451
8.3 Quiescencia tectónica (Jurásico - Paleógeno).....	453
8.4 Tectónica, sedimentación y volcanismo (Mioceno - Pleistoceno)	456
8.4.1 Volcanismo localizado y contexto regional de cuenca de antepaís simple (Mioceno Inferior a Medio)	456
8.4.2 Fragmentación regional del antepaís (Mioceno medio - Pleistoceno)	459
8.5 Etapa de deformación neotectónica	465
Capítulo 9: Conclusiones	468
10. Referencias bibliográficas.....	485

Resumen

En esta tesis doctoral, se presenta un estudio multidisciplinario a los fines de lograr la mejor comprensión posible sobre los procesos geológicos y tectónicos ocurridos en las diferentes fases o etapas orogénicas registradas en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina, en las provincias de La Rioja y San Juan, Argentina. En particular, se busca colaborar con las discusiones vigentes sobre la evolución orogénica andina durante los últimos 250 Ma.

En primera instancia se realizaron tareas de cartografía geológica, y de análisis estratigráfico, que sustentan parcialmente los resultados y discusiones de esta tesis. Asimismo, se realizó una extensa revisión, actualización y reorganización de la estratigrafía neógena-pleistocena, mediante tareas de campo, y la obtención de nuevos datos geocronológicos en nuevas localidades del borde norte y nororiental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Estos nuevos aportes permiten proponer y discutir los diferentes esquemas tectónicos-sedimentarios presentados en esta tesis.

En cuanto a la información sísmica de reflexión 2D, se realizaron interpretaciones sismoestratigráficas y estructurales en 41 perfiles sísmicos. Los resultados de la interpretación sísmica permiten proponer un nuevo esquema sismoestratigráfico de acuerdo al marco geológico actualizado. Mediante la interpretación sísmica estructural se pudo reconocer nuevas estructuras en el subsuelo del sector norte y sur de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Además, se reconocieron e interpretaron rasgos topográficos del Paleozoico Superior, y elementos de la tectónica extensional permo-triásica. Adicionalmente, el procesamiento, interpretación y modelado de datos gravimétricos y aeromagnéticos permitió complementar los modelos de la arquitectura del subsuelo.

Las estructuras geológicas corresponden a pliegues de distinta longitud de onda, rumbo y vergencia, asociados a fallas normales lítricas invertidas positivamente, fallas inversas lítricas y retrocorrimientos, que afectan la cobertura sedimentaria y las rocas del basamento cristalino del Paleozoico Inferior - Proterozoico. Geométricamente y cinemáticamente estas estructuras son muy diversas, generando así un marco estructural muy heterogéneo. La integración de las estructuras a lo largo de secciones geológicas balanceadas permite detectar variaciones en los valores del acortamiento cortical, que se atribuyen a diferencias en la magnitud de la inversión tectónica a lo largo de la falla de Valle Fértil.

La utilización de la termocronología de baja temperatura (trazas de fisión y (U-Th) / He en apatita) e indicadores de madurez termal (reflectancia de la vitrinita), permitió acotar la edad y magnitud del soterramiento, levantamiento y exhumación de diferentes sectores de la región de estudio. Entre los resultados más destacados se propone que el *rifting* Permo-Triásico, se extendería hasta el Jurásico Inferior. Luego durante los ~195 a ~20 Ma se propone una etapa de quiescencia tectónica consistente con un relajamiento termal generalizado luego de la etapa de *rifting*. El periodo acotado entre los ~20 a ~13 Ma transcurrió en un contexto de un antepaís andino simple, con subsidencia flexural generalizada, volcanismo y acumulación de sedimentos que provocaron el soterramiento/recalentamiento de las sucesiones pre-miocenas. Finalmente, la principal etapa de construcción orogénica comienza en el Mioceno medio a los 13 Ma, y continua hasta el Pleistoceno producto de la compresión andina originada por la subducción subhorizontal Pampeana que persiste hasta la actualidad.

Palabras clave: Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, Sistema de Famatina, evolución orogénica, sísmica de reflexión, datos gravimétricos-aeromagnéticos, marco estructural, termocronología de baja temperatura

Abstract

In this doctoral dissertation, a multidisciplinary study is presented to achieve the best possible understanding of the geological and tectonic processes that occurred in the different phases or orogenic stages recorded in the Ischigualasto-Villa Unión Basin and the southern end of the Famatina System, in the provinces of La Rioja and San Juan, Argentina. In particular, the aim is to contribute to the current discussions on the Andean orogenic evolution during the last 250 Ma.

In the first instance, geological mapping and stratigraphic analysis were carried out, which partially support the results and discussions of this thesis. Likewise, an extensive revision, updating and reorganization of the Neogene-Pleistocene stratigraphy was carried out through fieldwork, and new geochronological data were obtained in new localities of the northern and northeastern border of the Ischigualasto-Villa Unión Basin. These new contributions allow us to propose and discuss the different tectonic-sedimentary schemes presented in this thesis.

As for the 2D reflection seismic information, seismostratigraphic and structural interpretations were performed on 41 seismic profiles. The results of the seismic interpretation allow proposing a new seismostratigraphic scheme according to the updated geological framework. Through the structural seismic interpretation, it was possible to recognize new structures in the northern and southern sectors of the Ischigualasto-Villa Unión Basin. In addition, topographic features of the Upper Paleozoic and elements of the Permo-Triassic extensional tectonics were recognized and interpreted. Additionally, the processing, interpretation, and modeling of gravimetric and aeromagnetic data complemented the subsurface architecture models.

The geological structures correspond to folds of different wavelengths, strike, and vergence, associated with positive tectonic inversion of normal faults, listric reverse faults, and backthrusts, which affect the sedimentary cover and crystalline basement rocks of the Lower Paleozoic - Proterozoic. Geometrically and kinematically these structures are very diverse, thus generating a very heterogeneous structural framework. The integration of the structures along balanced geological sections allows us to detect variations in the values of cortical shortening, which are attributed to differences in the magnitude of tectonic inversion along the Valle Fértil fault.

The use of low-temperature thermochronology (apatite-fission track and apatite (U-Th)/He) and thermal maturity indicators (vitrinite reflectance), allowed us to limit the age and

magnitude of the burial, uplift, and exhumation of different sectors of the study area. Among the most outstanding results, it is proposed that the Permo-Triassic rifting would extend until the Lower Jurassic. Then during ~195 to ~20 Ma a stage of tectonic quiescence is proposed, consistent with a generalized thermal relaxation after the rifting stage. The period from ~20 to ~13 Ma occurred in a context of a simple Andean foreland, with widespread flexural subsidence, volcanism, and sediment accumulation that caused the burial/reheating of pre-Miocene successions. Finally, the main stage of orogenic construction begins in the middle Miocene at 13 Ma and continues until the Pleistocene as a result of the Andean compression originated by the Pampean flat slab subduction that persists to the present.

Keywords: *Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, Sistema de Famatina, orogenic evolution, seismic reflection, gravimetric and aeromagnetic data, structural framework, Low-T thermochronology*

Dedicatoria

El presente trabajo está dedicado a las personas que están, estuvieron y estarán siempre en mi memoria y corazón.

Mi madre Myriam y mi padre Hugo[†];

Mi hermano Emiliano;

Mi hermana María y mi sobrina Josefina;

Mis antepasados;

Mis amigos del alma.

¡PARA ELLOS, ESTE HUMILDE HOMENAJE!

Agradecimientos

Aprovecho este espacio para agradecerle a todas aquellas personas e instituciones que formaron parte de esta etapa mi vida. El apoyo, colaboración y motivación permitieron, de una forma u otra, que este trabajo de tesis doctoral llegue a su final.

Le agradezco a mis directores Federico M. Dávila y Mario E. Giménez, por depositar su confianza en mí, otorgándome la oportunidad de expresar libremente mis pensamientos e ideas en cada una de las líneas de este trabajo.

Quisiera agradecer a todos mis ex compañeros del Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), por su ayuda y buena predisposición. En especial, me gustaría agradecerles a Emilio Vaccari, Pilar Ávila, Julieta Nóbile, y Francisco Sánchez Nassif, quienes me han brindado un tiempo valioso, y cuyos aportes y consejos han contribuido enormemente a desarrollar mis ideas y pensamientos.

Agradecerles a mis compañeros de campañas, Martin “tincho” Walsh, Pablo “pabloncho” Montesino, Fabian “chaboncito” Álvarez, Nahuel Losano, Julia Desojo y su equipo de paleontólogos del “Mundo de los Archosauriformes”, por aventurarse a seguirme por parajes impensados, y explorar la belleza inconmensurable del oeste riojano.

Darle las gracias a Juan “Picardia” Bustos, Jesús González y su familia, por abrirme las puertas de su casa en el Puesto Virgen de Guadalupe - Las Tucumanesas, y por compartir sus costumbres, pensamientos y experiencias de vida, que, sumado a su gran hospitalidad, hicieron de mis viajes un recuerdo imborrable.

Quiero agradecerles a Ricardo A. Astini, Juan C. Candiani, Assadour D. Torossian Assaudourian, y Julie Fosdick por sus ayudas desmesuradas, y con quienes he podido discutir y desarrollar muchas de las ideas que se encuentran plasmadas en varios pasajes de esta tesis.

Agradecer al CONICET, SEGEMAR, e YPF (S.A), por subvencionar mi trabajo de tesis doctoral. Especialmente quiero destacar la ayuda y buena predisposición de Herman

Hünicken (Secretaria de Minería de La Rioja), Livio Benavidez y Martin Valenzuela (Archivo Técnico YPF), por facilitar la información sísmica 2D.

Para ir terminando, quisiera agradecer a mis amigos, de mi adorado Chilecito y de la universidad, que de una u otra forma estuvieron, están y estarán siempre presentes, acompañándome y alentándome a lo largo de toda mi vida. Con su amistad, hicieron y hacen de mí una mejor persona todos los días.

Por, ultimo, quiero darle las gracias a mi amada madre Myriam B. Cáceres, y a mi difunto padre Hugo N. Canelo, a mis hermanos, mi tía María Stella, Valentina Cortassa y Lucia Lattanzi, por todos los sacrificios realizados, por creer en mí y por desear que sea feliz haciendo lo que tenga ganas de hacer. Gracias por comprenderme y acompañarme con sus palabras y abrazos durante los buenos y malos momentos transcurridos durante el desarrollo de este trabajo de tesis.

A TODO ELLOS, GRACIAS POR TODO. ¡ESTARÉ ETERNAMENTE AGRADECIDO!

Capítulo 1: Introducción

1.1 Introducción a la problemática y a la región de estudio

En las páginas que siguen, se presenta un caso de estudio concreto en el retroarco al sur de los Andes Centrales de Sudamérica: comprende un área y enfoques específicos. El lector hallará una serie de observaciones novedosas respecto de un sector de las Sierras Pampeanas Occidentales, en el límite con la Precordillera Argentina, que ha permanecido relativamente poco estudiado (principalmente en los aspectos estructurales), y podrá juzgar, al terminar de leer el texto, la importancia de dichas observaciones. Hallará el lector metodologías de estudio variadas, aunque no novedosas (véase apartado 1.4; y capítulos específicos). El enfoque de estudio ha pretendido ser multidisciplinario a los fines de lograr la mejor comprensión posible sobre los procesos geológicos ocurridos en las diferentes fases o etapas tectónicas-sedimentarias registradas en la región de estudio.

La región estudiada comprende la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina, entre los paralelos 29°-30°30'S y los meridianos 68°30'-67°30' O, en las provincias de La Rioja y San Juan, Argentina (Figs. 1.1 y 1.2). Esta región representa una faja estructural compleja que se extiende hacia el norte-noroeste en el cinturón conocido como Famatina central (Astini, 1998), estudiado inicialmente por Turner (1960; 1964; 1971), y más recientemente por Dávila (2003); Dávila y Astini (2003); Astini y Dávila (2004); y Candiani *et al.*, (2011; 2022), entre otros.

Desde el punto de vista geodinámico, la región de estudio se encuentra en un antepaís fragmentado moderno, desarrollado sobre el segmento de subducción subhorizontal entre las placas de Nazca y Sudamericana, denominado como *flat-slab* “Pampeano” (Barazangi y Isacks, 1976; Cahill y Isacks, 1992; Gutscher *et al.*, 2000; Ramos *et al.*, 2002, entre otros). De acuerdo a ese marco geotectónico, y a la ubicación geográfica de la región de estudio, la misma podría compararse con las regiones transicionales desarrolladas en el oeste de Norteamérica, entre la faja plegada y corrida Cordillerana y el antepaís fragmentado “*Laramide broken foreland*” (Jordan *et al.*, 1983; Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos *et al.*, 2002; Horton *et al.*, 2022, y referencias allí citadas).

Desde el punto de vista estructural, y al igual a lo que sucede en muchos sistemas de antepaís fragmentado en el mundo (Lacombe y Bellahsen, 2016, y referencias allí

citadas), el área de estudio se reconocen múltiples estilos estructurales. Particularmente, predominan los bloques estructurales asimétricos con basamento involucrado en la deformación y vergencia mayormente al Oeste, afectando el registro sedimentario del Paleozoico Superior, Triásico, y las unidades neógenas-cuaternarias (de Alba 1954; Romer y Jensen 1966; Gentili 1972; Candiani *et al.*, 2011; 2022; Fauqué *et al.*, 2020). En ese contexto, el marco estructural es complejo, y las evidencias de contracción incluyen estructuras de piel gruesa y fina. Estas estructuras son producto de la presencia y retrabajo de anisotropías preexistentes en el basamento, inversión tectónica positiva de sistemas de fallas normales asociados a la formación de hemigrabenes permo-triásicos, generación de corrimientos y fallas nuevas, y conformación de diversos pliegues asociados a fallas y niveles de despegue reconocidos en distintas unidades (Jordan y Allmendinger, 1986; Milana y Alcober 1994; Ramos *et al.*, 2002).

Aunque la región de estudio carece de análisis estructurales de detalle, se han propuesto dos modelos de evolución estructural: (1) por una faja plegada y corrida de piel gruesa relativamente simple y transporte tectónico E-O (*e.g.*, Gonzáles Segura 1987; Siame *et al.*, 2005; Candiani *et al.*, 2011; Fauqué *et al.*, 2020; Ortiz *et al.*, 2021), y (2) un sistema “transpresivo” sinistral asociado a la inversión y exhumación de la cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (*e.g.*, Rosello *et al.*, 1996, 1997, Introcaso y Ruiz 2001; Rosello y Gallardo, 2022). Esta estructuración habría ocurrido principalmente a lo largo de la falla de Valle Fértil - Desaguadero, y a través de fallas menores desarrolladas en el flanco oeste del Sistema de Famatina.

A partir del análisis de los modelos de evolución estructural propuestos por los autores antes citados, y a pesar que la región históricamente ha recibido atención por parte de la industria de los hidrocarburos y/o diferentes grupos de investigación, principalmente en sedimentología y paleontología, se advierte un déficit en estudios estructurales, geofísicos, termocronológicos y tectónicos-sedimentarios sistemáticos e integrados. Esto imposibilita resolver algunos de los grandes interrogantes que se generan en relación a la construcción de los relieves serranos y generación de cuencas. Ello se traduce en un déficit en cuanto a la definición y caracterización de las distintas fases de deformación que llevaron a la configuración actual de la región aquí estudiada. Probablemente, la escasez de los estudios antes mencionados, esté relacionada al escaso potencial petrolero de la región, y a limitaciones logísticas provocadas por un terreno agreste y de difícil acceso en diferentes zonas del área de estudio, en parte limitado y reglamentado por las políticas del

Parque Nacional Talampaya, y el Parque Provincial Ischigualasto. Además, el desconocimiento del marco estructural del subsuelo, y su relación con la geología y estructuras de superficie, constituye un gran interrogante. Esto, posiblemente es atribuido al desconocimiento general de la planimetría de adquisición sísmica, lo que ha imposibilitado hasta la presente tesis doctoral, relacionar correctamente las litologías y estructuras superficiales a lo largo de los perfiles sísmicos.

En este contexto surgen una serie de preguntas que la presente tesis doctoral intentará responder.

- 1) ¿Cómo fue la evolución tectónica-sedimentaria de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina?
- 2) ¿Qué factores han intervenido en la evolución tectónica-sedimentaria a lo largo del tiempo geológico?
- 3) ¿Cuál es el origen, y cómo es la estructura de la cuenca y de los sectores marginales?
- 4) ¿Cómo los campos de esfuerzos y herencia tectónica vinculada a condiciones estructurales preexistentes, estratigráficas, reológicas y termales han influido en la deformación contraccional cenozoica de la región?
- 5) ¿Existe o hay evidencias de variaciones espaciales y temporales en la deformación y exhumación de las rocas a lo largo de la cuenca?
- 6) ¿Cuántas fases de deformación han coexistido o se han superpuesto espacialmente para dar lugar la configuración topográfica actual?
- 7) ¿Cuál es la importancia relativa de cada una de las fases de formación?
- 8) ¿Cómo es la relación entre cada fase de deformación y los procesos litosféricos y sublitosféricos vinculados a la historia de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana?

1.2 Objetivos y naturaleza del trabajo

1.2.1 Objetivo General

El objetivo general de esta tesis es confeccionar un modelo tectónico-sedimentario ahondando en la vinculación entre la deformación extensional, contraccional, levantamiento y exhumación en la Cuenca de Ischigualasto-Villa y el sur del Sistema de Famatina, en el intervalo acotado entre Pérmico Superior-Cenozoico. En particular, se busca colaborar a la

discusión vigente sobre la evolución orogénica durante los últimos 20-15 Ma con la generación de nuevos datos de campo, análisis estratigráficos, sismoestratigráficos, estructurales, geocronológicos y termocronológicos de baja temperatura. Con estos datos se busca asistir a la discusión en torno a la evolución del sistema de antepaís a las latitudes de la región de estudio, sin dejar de lado posibles vinculaciones con procesos sublitosféricos y litosféricos vinculados a la geodinámica de la subducción andina.

Más allá del desafío científico que implica enfrentarse a un segmento del retroarco andino sujeto a los efectos combinados de: 1) herencia tectónica vinculada a condiciones estructurales preexistentes, estratigráficas, reológicas, y termales; y 2) intensidad, orientación y transmisión de los esfuerzos, la región de estudio constituye un laboratorio natural interesante en el mundo para comprender la interrelación entre dichos procesos en la evolución de los orógenos de subducción. En conjunto con su posición en las Sierras Pampeanas occidentales, en el límite con la Precordillera Argentina hacen de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina, entre los 29°-30°30'S y 68°30'-67°30' O, una parte clave de los Andes Centrales a ser estudiada.

1.2.2 Objetivos específicos

Para poder responder los interrogantes planteados anteriormente, en esta tesis doctoral se integran numerosos antecedentes, observaciones de campo, análisis estratigráficos, sedimentológicos, estructurales y termocronológicos, sumado al análisis y procesamiento de datos gravimétricos, aeromagnéticos e información de subsuelo (sísmica de reflexión). Esta integración tiene la finalidad de poder caracterizar la estratigrafía, la arquitectura de la cuenca, la distribución de las estructuras, y los tiempos de deformación de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina.

Dentro de este marco, los objetivos específicos incluyen:

- Caracterizar la distribución y configuración estructural de los sistemas extensionales del Pérmico tardío - Triásico tardío, con el fin de comprender cómo éstos condicionan el estilo y desarrollo de las estructuras asociadas a la orogenia andina posterior durante el Mioceno hasta tiempos recientes.
- Reconocer y caracterizar las principales estructuras cenozoicas, determinando las variaciones en los estilos, sus cinemáticas, y la magnitud de la deformación a lo largo y ancho del área de estudio.

- Definir y caracterizar las distintas fases de deformación que llevaron a la configuración actual de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y extremo sur del Sistema de Famatina.
- Integrar la información generada en un modelo de evolución tectónico-sedimentario del área de estudio. Contextualizar este modelo en el marco geológico y geodinámico regional.

1.3 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio de esta tesis doctoral se localiza principalmente en el centro-oeste de la Provincia de La Rioja, abarcando también parte del extremo noroccidental de la Provincia de San Juan (Figs. 1.1 y 1.2). Se la puede circunscribir aproximadamente entre los meridianos 68°30´ y 67°30´O y los paralelos 29°10´ y 30°15´S. La zona se inscribe dentro de las Sierras Pampeanas y comprende su sector más occidental, incluyendo el extremo austral del Sistema de Famatina, la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión (y parte del Parque Nacional Talampaya), los cerros Bola y Rajado, y la Sierra Morada (Parque Provincial Ischigualasto), en el extremo norte de la Sierra de Valle Fértil (Fig. 1.2).

Las distintas vías de acceso al área de estudio son (Figs. 1.1 y 1.2) : 1) desde el noreste y desde el sudoeste, a través de la ruta Nacional 40, que conecta las ciudades de Chilecito (Provincia de La Rioja), Huaco y San José de Jáchal (Provincia de San Juan), y atraviesa también las localidades de Guandacol, Villa Unión y otras localidades menores como Puerto Alegre, Los Tambillos, Sañogasta y Nonogasta (Provincia de La Rioja); 2) por el este desde la Provincia de Córdoba, a través de la ruta Nacional 38, hasta Patquía (Provincia de La Rioja), accediendo luego por la ruta Nacional 150 hasta la intersección con la ruta Nacional 76, continuando luego hacia el norte hasta Villa Unión (Provincia de La Rioja); 3) por el oeste, desde San José de Jáchal y Huaco (Provincia de San Juan), a través de la ruta Nacional 150, atravesando la Sierra Morada y el Parque Provincial Ischigualasto hasta Baldecitos (Provincia de San Juan), cercano a la intersección con la ruta Nacional 76 (Provincia de La Rioja); 4) desde el noroeste, accediendo por Chile, a través del paso internacional “Pircas Negras”, ingresando en territorio argentino por la ruta Nacional 76, atravesando las localidades riojanas de Alto Jagüe, Vinchina, Villa Castelli y Villa Unión.

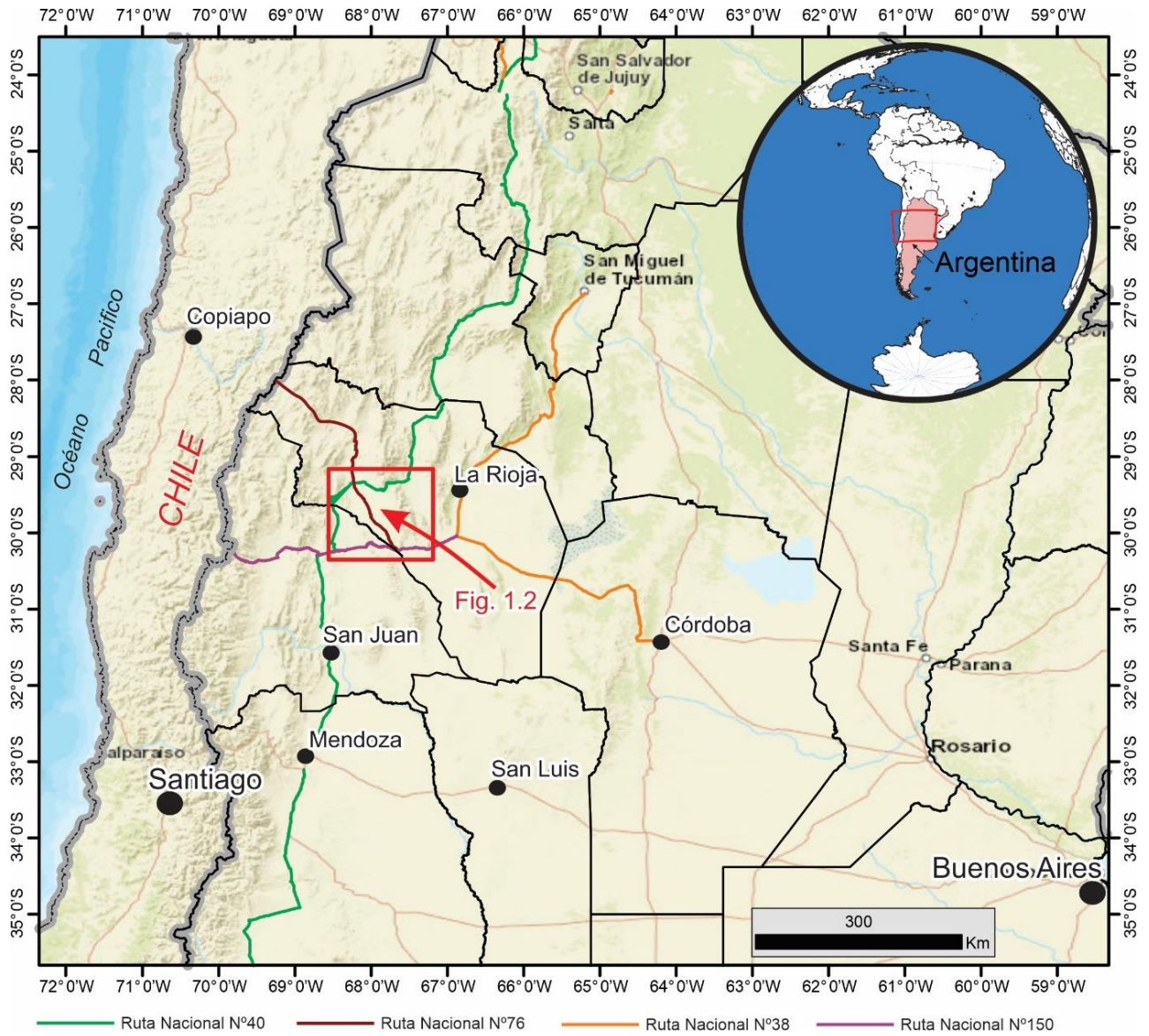


Fig. 1.1: Ubicación de la zona de estudio en el contexto regional del centro-oeste argentino. Los principales accesos están dados por las principales rutas nacionales que conectan diferentes capitales provinciales de Argentina.

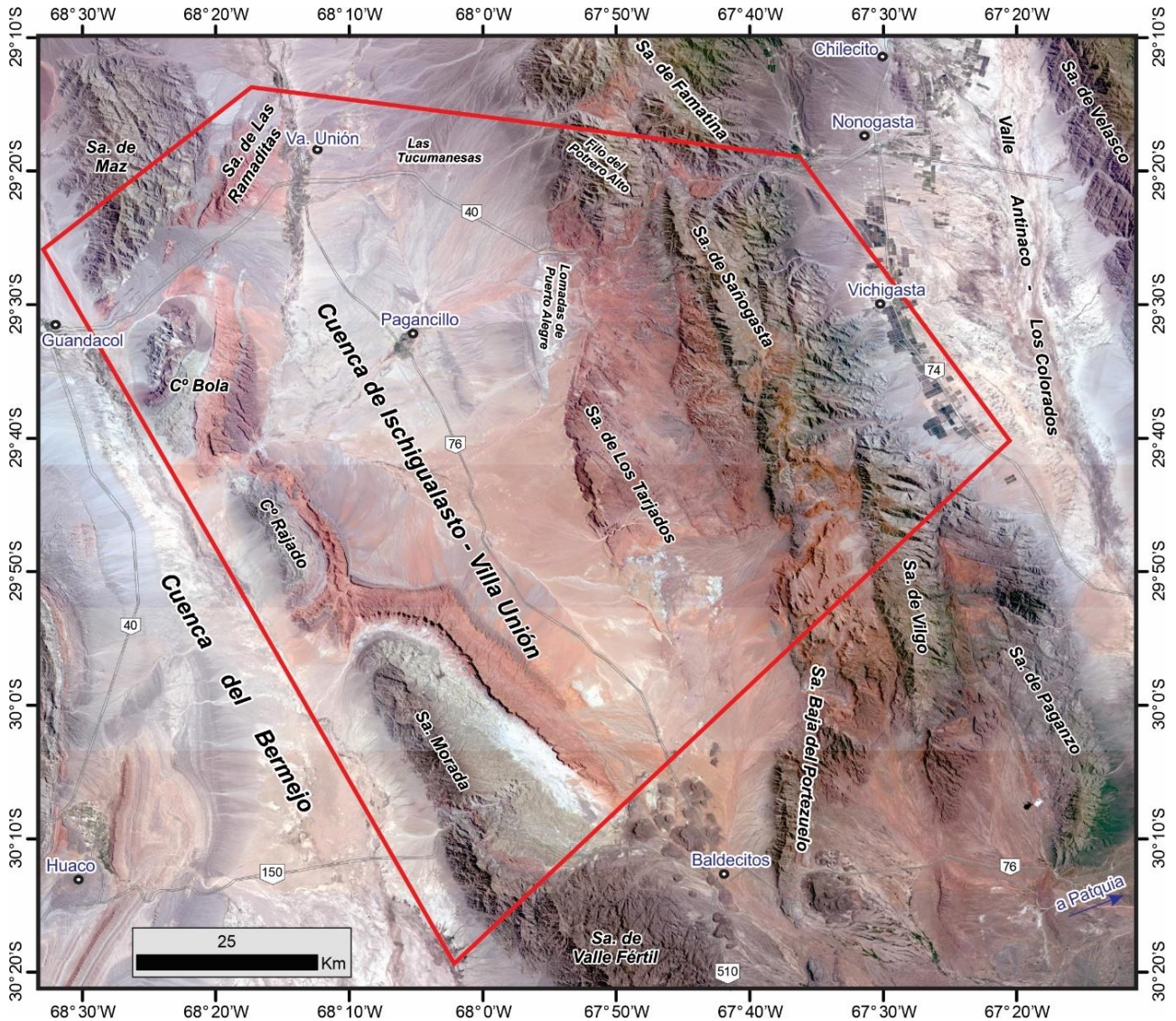


Fig. 1.2: Imagen satelital Landsat color natural del área de estudio, mostrando las principales serranías, poblados y rutas nacionales que facilitan el acceso a las diferentes localidades o sectores del área de estudio. El polígono rojo representa el área de estudio donde se encuentran enmarcados los diferentes sectores estudiados en esta tesis.

1.4 Metodologías

En el presente apartado se describen las metodologías utilizadas en esta tesis doctoral de forma general. Los detalles específicos de las mismas se describen en los capítulos correspondientes. La metodología general empleada en este trabajo involucró esencialmente tareas de campo, gabinete y laboratorio.

1.4.1 Tareas de campo

Las tareas de campo se realizaron a través de 5 campañas de entre 7 a 14 días de duración, en las que se relevaron datos y se tomaron muestras en diferentes sectores de la

Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, y el extremo sur del Sistema de Famatina. Las tareas de campo tuvieron la finalidad de analizar el ordenamiento estratigráfico, mejorar la cartografía geológica, recolectar muestras para análisis Geo-termocronológicos, recolectar datos estructurales, y medir espesores sedimentarios para la construcción de columnas estratigráficas y secciones geológicas.

En esta etapa se puso especial énfasis en el estudio de las principales estructuras mediante análisis geométricos y cinemáticos. Estos estudios, también tuvieron la finalidad de identificar la presencia de geometrías de crecimiento en las diferentes unidades del Cenozoico, útiles para detectar los momentos de deformación durante la sedimentación. El buen control geocronológico de las unidades aflorantes en este sector (*e.g.*, Tabbutt *et al.*, 1987; Reynolds *et al.*, 1987; Malizzia *et al.*, 1995; Kent *et al.*, 2014; Marsicano *et al.*, 2016; Astini *et al.*, 2017; Ezcurra *et al.*, 2017; Lemos-Santos *et al.*, 2019; Desojo *et al.*, 2020; Mancuso *et al.*, 2020; Colombi *et al.*, 2021; Irmis *et al.*, 2022), constituye una gran ventaja para constreñir con exactitud los tiempos de deformación pre-cenozoicos y cenozoicos. A modo de complemento, se recolectaron dos muestras de tobas para análisis geocronológicos sobre distintos depósitos sintectónicos del sector norte de la cuenca, con el fin de constreñir la edad máxima de sedimentación y por ende de la deformación.

Los abundantes datos termocronológicos de baja temperatura (trazas de fisión y (U-Th) /He en apatitas; en Coughlin *et al.*, 1998; Coughlin, 2000; Fosdick *et al.*, 2015; Ortiz *et al.*, 2015, 2021, Ezpeleta *et al.*, 2022, y Mackaman-Lofland *et al.*, 2022), constituyen una gran ventaja para constreñir la historia tectónica-termal triásica-cenozoica de la cuenca. Sin embargo, en esta tesis se recolectaron cinco muestras en los sectores de la cuenca y serranías aledañas donde hasta la fecha no se habían reportado datos termocronológicos. De esta manera los nuevos datos obtenidos permiten complementar y ampliar el conocimiento de las historias de soterramiento, exhumación y levantamiento para la región de estudio.

1.4.2 Tareas de gabinete

1.4.2.1 Revisión y actualización del conocimiento estratigráfico-estructural

Las tareas de gabinete comenzaron con una extensa revisión, lectura crítica y actualización del conocimiento estratigráfico y estructural; temas que oportunamente son tratados en diferentes capítulos de la presente tesis, y que de manera resumida han sido

incluidos en la memoria de las hojas geológicas del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), denominadas como “Vichigasta”, “Talampaya” y “Los Colorados” (coautoría en Candiani *et al.*, 2022). Además, toda la información de la geología de superficie, y las edades geo-termocronológicas fue compilada y organizada en diferentes bases de datos y proyectos del *software* Esri-ArcGIS. Esta información (en constante actualización) permitió realizar diferentes mapas geológicos a diferentes escalas para ilustrar los resultados e interpretaciones presentadas en los diferentes capítulos de la presente tesis doctoral. Por otra parte, al momento de realizar las tareas antes mencionadas, también fueron compilados datos de actitudes de la estratificación e información de afloramientos. Los datos existentes sobre espesores estratigráficos fueron revisados y tomados en cuenta al momento de confeccionar los mapas y construir las secciones estructurales esquemáticas y balanceadas. Los espesores utilizados se basan en el mapeo geológico, el trabajo de campo, perfiles de detalle del área y datos bibliográficos preexistentes.

1.4.2.2 Creación, actualización e interpretación del proyecto de interpretación sísmica de reflexión 2d

Otra de las tareas de gabinete realizadas fue la creación y actualización del proyecto de interpretación sísmica en el *software* IHS-Kingdom (licencia académica -CICTERRA). Este proyecto fue creado en 2017 luego de arduas tareas en la gestión para el acceso de los datos con la Secretaría de Minería y Energía de la provincia de La Rioja e YPF S.A. La creación de este proyecto implicó la adecuación de los *trace header* en los archivos .seg (perfiles sísmicos de reflexión). Desde el 2017 hasta marzo del 2020 el proyecto fue modificado varias veces, ya sea incorporando nuevos perfiles sísmicos que en una primera etapa no se disponían, o realizando correcciones en la navegación de los perfiles debido a errores en las planimetrías originales, o a los problemas que surgieron durante la interpretación sísmicas (por ejemplo “*misties*” entre los horizontes sísmicos). Como resultado de todas esas tareas se conformó un proyecto con 41 perfiles sísmicos de reflexión con migración en tiempo pre- y *post-stack*, así la escala vertical se encuentra en tiempo de ida y vuelta (*TWT* en segundos). De acuerdo a los informes previos de YPF S.A, el proyecto de interpretación es inédito y novedoso, debido a que incluye casi la totalidad de los perfiles registrados entre los años 1977-1994. Por lo tanto, los resultados obtenidos (véase Capítulo 4), proveen una visión inédita, amplia y comprensiva de la estratigrafía sísmica y las estructuras de la cuenca.

1.4.2.3 Métodos potenciales: gravimetría y aeromagnetometría

De manera complementaria (véase Capítulo 5), para ilustrar y determinar la geometría de la cuenca (sus límites y profundidad del basamento), se utilizaron los datos gravimétricos terrestres pertenecientes al Instituto Geofísico Sismológico Volponi, Universidad Nacional de San Juan, y las grillas de aeromagnetometría propiedad del SEGEMAR. Estos datos fueron procesados e interpretados en el *software* Oasis Montaj Geosoft de manera cualitativa y cuantitativa mediante la aplicación de algoritmos matemáticos (filtros), y modelación de las anomalías gravi-magnéticas. Los modelos obtenidos proveen información sobre la ubicación y profundidad de las principales estructuras de la cuenca, la cual complementa y valida la interpretación sísmica. De esta manera, los resultados obtenidos y las interpretaciones derivadas de los mismos, constituyen una expansión e integración del conocimiento geofísico-geológico presentado en trabajos previos (Ruiz e Introcaso (1999 a-b; Giménez *et al.*, 2000; Introcaso y Ruiz, 2001; Weidmann *et al.*, 2016).

1.4.2.4 Análisis estructurales

Si bien el modelado gravimétrico y magnetométrico no presenta soluciones únicas, ya que múltiples modelos geométricos pueden dar resultados válidos, la interpretación integrada basada en geología de superficie, sísmica de reflexión 2d, modelos geológicos regionales, y asunciones, tienden a reducir el número de posibles soluciones geométricas estructurales. Bajo estas premisas, y con el objetivo de entender la geometría y cinemática de las estructuras durante diferentes etapas deformacionales, se construyeron secciones estructurales utilizando el *software* Andino 3D® (LaTeAndes-CONICET). Este software posee diferentes algoritmos para modelar fallamiento y plegamiento que ayudan a testear la robustez y viabilidad de una sección estructural. Mediante modelos cinemáticos hacia adelante (*forward*) diferentes geometrías son generadas, comparadas y contrastadas con las geometrías y relaciones de corte observadas en afloramientos, y en los perfiles sísmicos (Woodward *et al.*, 1989; Groshong, 2006). Adicionalmente, los modelos cinemáticos son útiles para predecir las partes no resueltas de las estructuras, especialmente cuando el perfil sísmico carece de buena resolución (*e.g.*, Shaw *et al.*, 2005).

1.4.2.5 Termocronología de baja temperatura: trazas de fisión y U-Th/He en apatitas y circones

En esta tesis se utilizaron los fundamentos de la Termocronología de baja temperatura para los métodos de trazas de fisión y (U-Th) /He en apatitas y circones (Fig.1.3). Estos métodos se basan en el decaimiento radioactivo de isótopos tales como el uranio-238 (^{238}U), torio-232 (^{232}Th), entre otros; permitiendo extraer la historia termal de las rocas (Braun *et al.*, 2006). Cada técnica mide la concentración y relación de isótopos padres y productos hijos de una forma específica, utilizando espectrómetros de masas y otros equipos especializados.

La termocronología se basa en la interacción entre la acumulación de un producto hijo, el cual puede ser o bien un isótopo, o bien un defecto en la estructura cristalina del mineral, formado por el decaimiento radioactivo dentro de un mineral en específico y la eliminación de ese isótopo hijo por la activación de un mecanismo de difusión termal (Wagner y van den Haute, 1992). Actualmente, gracias a la termocronología cuantitativa (Braun *et al.*, 2006; Reiners *et al.*, 2017; Malusà y Fitzgerald 2019, entre otros), estos datos pueden ser usados específicamente para: 1) cuantificación numérica y simulación de cinturones de montañas activos desde la cristalización de las rocas hasta los procesos superficiales; 2) análisis termal de cuencas petrolíferas; 3) relación entre exhumación, tectónica y procesos de superficie; 4) evolución geodinámica de cinturones de montaña activos y 5) modelos de la evolución del paisaje (Allen y Allen 2013; Reiners *et al.*, 2017; Malusà y Fitzgerald 2019).

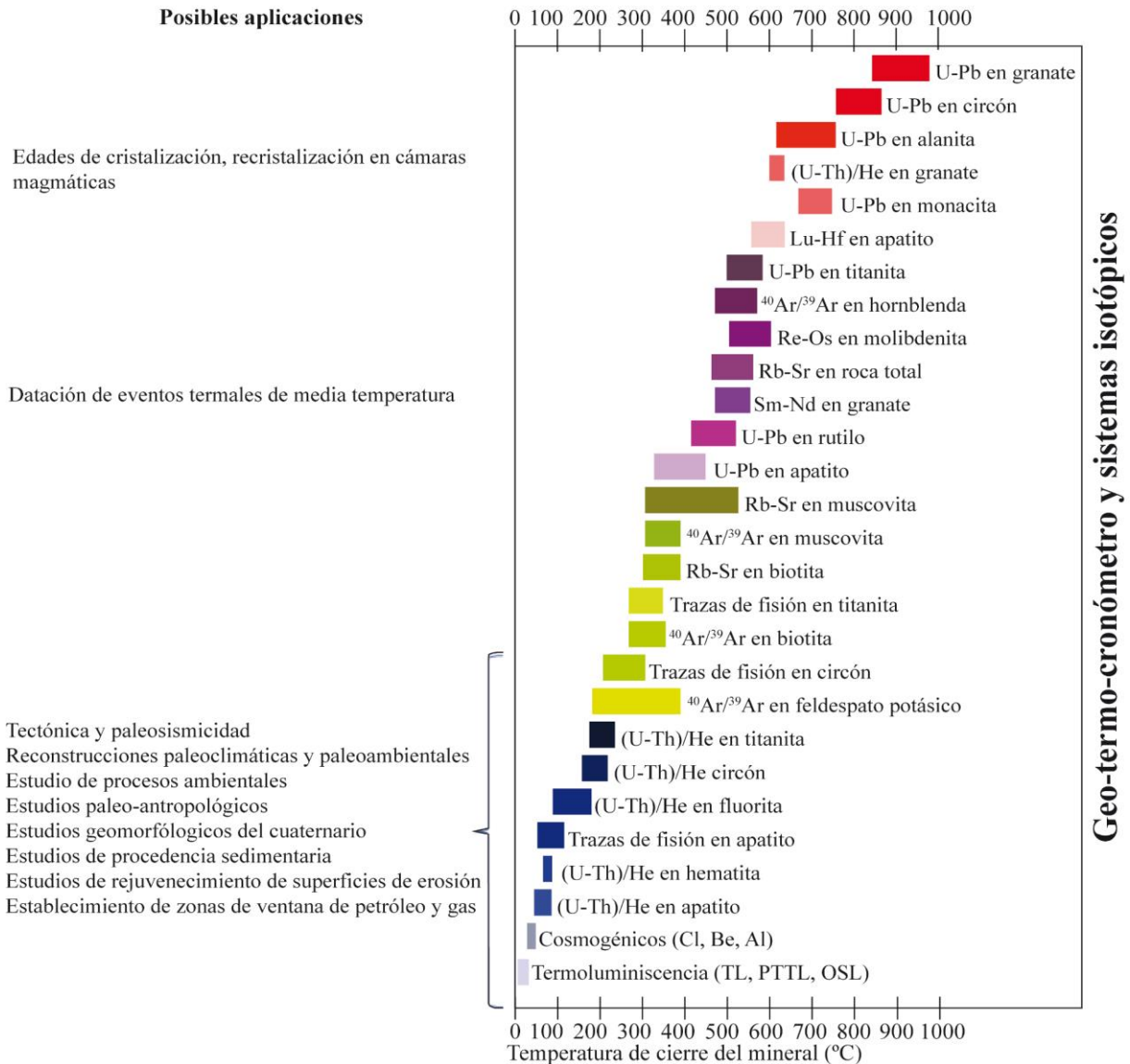


Fig. 1.3: Posibles aplicaciones de los métodos geocronológicos y termocronológicos existentes. Extraído de Bermúdez y Flores-Ferrín (2019). En esta tesis se utilizaron los métodos termocronológicos de baja temperatura (<250° C).

En el capítulo 7, para cuantificar y definir algunos de los procesos antes mencionados, se utilizaron diferentes técnicas como la construcción de gráficos o perfiles verticales de edad termocronológica vs. elevación/profundidad para identificar cambios en la tasa de exhumación a través del tiempo (Fitzgerald y Malusà, 2019; y referencias allí citadas). Además, se realizaron diferentes modelados tiempo-temperatura de las trayectorias de enfriamiento y/o calentamiento a lo largo del tiempo geológico para reconstruir etapas de soterramiento y exhumación no observadas en los perfiles verticales. Para esto último se utilizó el *software* HeFTy® v.1.9.3 (Ketcham, 2017), siguiendo los fundamentos teóricos-prácticos de Murray *et al.*, (2022).

1.4.3 Tareas de laboratorio

En relación a las tareas de laboratorio, se realizaron tareas de molienda de las muestras de rocas adquiridas en las campañas antes nombradas. Esta tarea fue realizada en las instalaciones del LabGEO (FCEFYN-UNC), con la finalidad de separar circones y apatitas para estudios termocronológicos, utilizando las instalaciones del laboratorio de Separación Mineral y Líquidos densos del CICTERRA. Los primeros separados minerales fueron enviados al CPGeo de la Universidad de San Pablo en el marco de los estudios de colaboración con el Dr. Mauricio Parra (proyecto FAPESP 2017). Como resultado, a principios del 2019 se obtuvieron nuevas edades AFT, ZHe, y AHe, que corresponden principalmente al sector occidental de la cuenca (Cerro Bola, Cerro Rajado, Sierra Morada). Lamentablemente algunas muestras no pudieron ser analizadas por problemas técnicos en el CPGeo de la Universidad de San Pablo. Afortunadamente el resto de las muestras fueron enviadas de nuevo al país, y se procedió a enviarlas al LaTeAndes-CONICET Salta para el estudio de AFT y ZFT. Esto último fue posible gracias a las gestiones del CONICET y creación de un proyecto de financiamiento para estudios Geo-Termocronológicos en el cual participan varios centros de investigación en Geociencias del país, entre ellos el CICTERRA.

1.5 Antecedentes geológicos

Los primeros relevamientos geológicos en la región de estudio fueron realizados por Stelzner (1872). Posteriormente, Bodenbender (1911, 1916) realizó el primer mapa geológico de la región.

Durante la segunda mitad del siglo XX, la región de estudio fue relevada parcialmente en las cartas geológicas a escala 1:200.000, correspondientes a las cartas 16c Villa Unión (De Alba 1954), 16d Chilecito (De Alba 1979) y 17c Cerro Rajado (Gentili 1972). Además, el Plan La Rioja de la Dirección Nacional de Geología y Minería (a la fecha SEGEMAR, Delegación La Rioja) tuvo a cargo, a partir del año 1970, el levantamiento geológico y la exploración minera de la zona, generando abundante información inédita sintetizada en numerosos mosaicos a escala 1:50.000. Más recientemente, parte del área de estudio fue relevada por el SEGEMAR en el marco de la carta geológica 3169-II, San José de Jáchal (Furque *et al.*, 2003). Posteriormente la región oriental y nororiental fue cartografiada a escala 1:100.000, en las cartas 2969-18 Famatina y 2969-24 Sañogasta

(Candiani *et al.*, 2011), las cuales forman parte de las hojas geológicas a escala 1:250.000, 2969-IV Villa Unión (Fauqué *et al.*, 2020) y 2966-III La Rioja (Candiani y Cravero 2015).

Las rocas ígneas-metamórficas meso-neo proterozoicas de las sierras de Maz y Las Ramaditas fueron estudiadas por Kilmurray y Dalla Salda (1971), y trabajos posteriores (Casquet *et al.*, 2006, 2008; Rapela *et al.*, 2010; Tholt, 2018; Ramacciotti *et al.*, 2022), quienes distinguieron al menos cuatro unidades litológicas, las cuales muestran un aumento del grado metamórfico en dirección oeste-este. Estas unidades son: el Complejo El Taco, el Complejo El Zaino, el Complejo Maz, y el Complejo Las Ramaditas (Véase Capítulo 3).

Las rocas ígneas plutónicas ordovícicas predominantes en la región austral del Sistema de Famatina y la Sierra de Valle Fértil fueron estudiadas por Turner (1960), Fidalgo (1963; 1968), Saal (1988), Pankhurst *et al.*, (2000); Rapela *et al.*, (2001); Dahlquist *et al.*, (2008); Otamendi *et al.*, (2017, y referencias allí citadas). Estas rocas están vinculadas al evento magmático que se produjo durante un pulso relativamente corto entre el ordovícico inferior y medio (472- 465 Ma), durante la Orogenia Famatiniana (Aceñolaza y Toselli 1976; Ramos 2018; Rapela *et al.*, 2018 y referencias allí citadas).

Los abundantes diques máficos lamprofíricos de edad devónico- carbonífera que instruyen rocas ordovícicas fueron estudiados en detalle por Villar Fabre *et al.*, (1973), Mannheim (1993), Durand *et al.*, (1987) y Martina *et al.*, (2018).

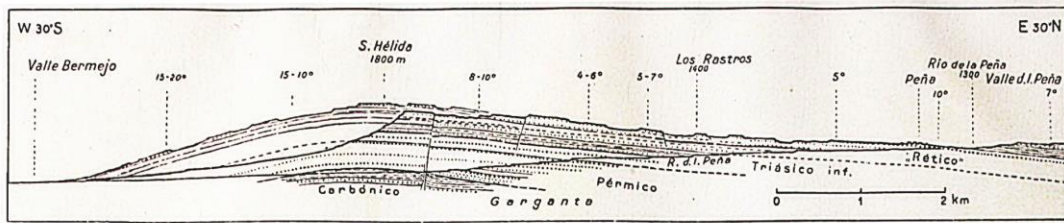
Las sedimentitas del Paleozoico Superior, pertenecientes al Grupo Paganzo corresponden a un conjunto de unidades neopaleozoicas predominantemente continentales, y con influencia marina local, depositadas en la amplia Cuenca de Paganzo durante el Misisipiano y el Pérmico. Estas sedimentitas fueron estudiadas por numerosos autores (Cuerda, 1965; Azcuy y Morelli, 1970; Andreis *et al.*, 1975; Limarino 1985, 1987; Limarino y Spalletti 1986; Fernández Seveso *et al.*, 1993; Astini *et al.*, 2009; Gulbranson *et al.*, 2010; Valdez Buso *et al.*, 2015; 2020; Colombi *et al.*, 2018; Limarino *et al.*, 2021; Spalletti *et al.*, 2023; entre otros), en los extensos afloramientos de la Precordillera Argentina y las Sierras Pampeanas.

En lo referente a la cuenca triásica numerosos autores realizaron importantes aportes en el área, tales como Groeber (1940), Frengüelli (1944,1948), De La Mota (1946), Heim (1949), y Romer y Jensen (1966). Particularmente a estos últimos cuatro autores se les atribuyen los primeros trabajos cartográficos y estructurales de la cuenca (Figs. 1.4, 1.5, y 1.6). Otras referencias sobre el estudio de las sedimentitas triásicas en la zona de estudio corresponden a los trabajos geológicos de Mozetic (1974), Stipanovic y Bonaparte (1972, 1979). Los trabajos más recientes sobre la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca

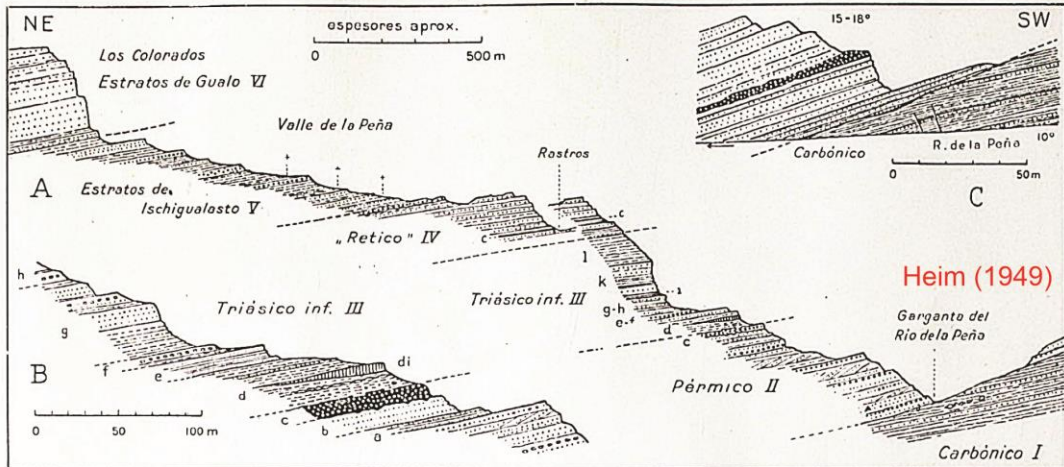
fueron realizados por Kokogian *et al.*, (1987); López Gamundí *et al.*, (1989), Milana y Alcober (1994), Caselli (1998); Spalletti (1999); Currie *et al.*, (2011); Mancuso y Caselli (2012); Colombi *et al.*, (2017); Santi Malnis *et al.*, (2020).



Fig. 1.4: Primera sección geológica-estructural transversal al Cerro Bola (Fig. 1.2), realizada durante los estudios doctorales de La Mota (1946). El único ejemplar de tesis doctoral se encuentra en la Biblioteca del Museo de La Plata, Universidad Nacional de La Plata, Argentina.



1. Esbozo del perfil tectónico a través del anticlinal de la sierra Héliida, y del río de la Peña.



2. Perfil estratigráfico del río de La Peña. B y C detalles ampliados. c: bancos de carbón, a-h: véase texto, + esqueletos desintegrados de reptiles. Los espesores se obtuvieron con ayuda del altímetro. En lugar de inclinaciones de 5-10° en la parte superior se han dibujado 10°

Fig. 1.5: Croquis o esquemas estratigráficos-estructurales realizados por Arnold Heim en el año 1949, durante sus estudios a lo largo de la Quebrada de Agua de la Peña, al sur de la Sierra Morada (Fig. 1.2)

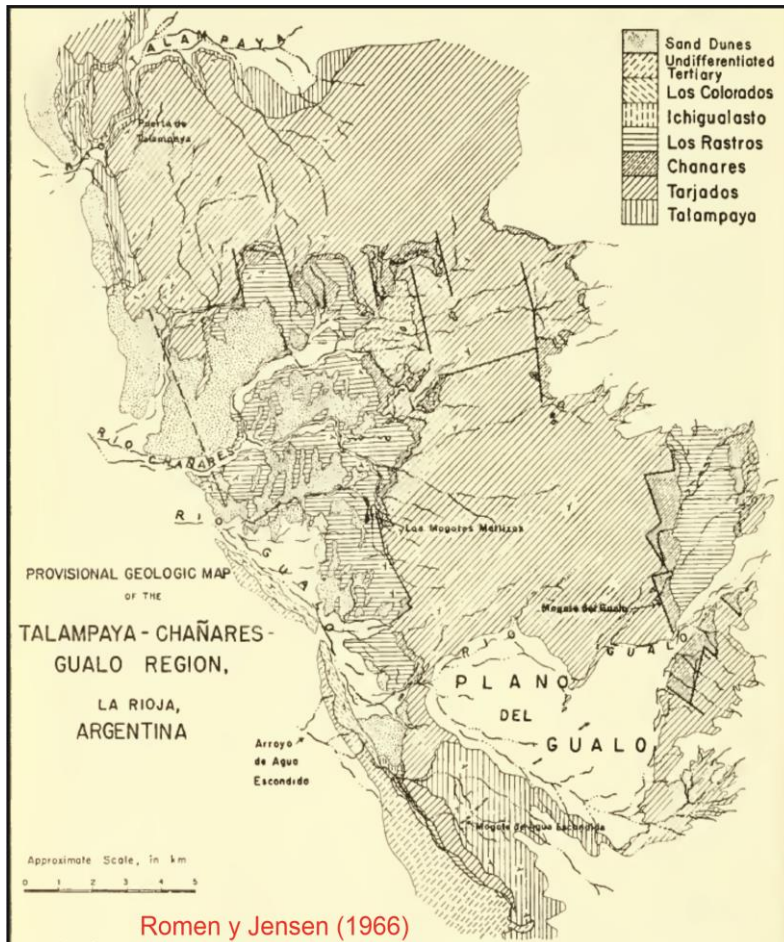


Fig. 1.6: Mapa geológico provisional realizado por Romen y Jensen (1966) en la región de Talampaya, Chañares y Gualo, al sur de la Sierra de Los Tarjados (Fig. 1.2).

Con respecto a las unidades cenozoicas, Bodenbender (1911, 1916) las ubicó dentro de los denominados “Estratos Calchaqueños” de edad Mio-Pliocena. Luego, de Alba (1954) y Miranda (1958) cartografiaron y describieron brevemente el terciario del extremo norte de la cuenca. Posteriormente, y en concordancia a lo propuesto por de Alba (1954) y Miranda (1958); Gentili (1972) cartografiaron y describieron el terciario del centro-sur de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Parker (1974), Bossi (1977), Malizzia y Villanueva García (1984), Malizzia (1987); Malizzia *et al.*, (1995) y Georgieff *et al.*, (2004), estudiaron las sedimentitas neógenas aflorantes a lo largo del borde occidental de la cuenca, realizando estudios sedimentológicos, paleontológicos y estratigráficos. Estos estudios complementaron y precisaron aún más el marco cronoestratigráfico basado en estudios magnetoestratigráficos, y edades de traza de fisión en circones sobre diversos niveles tobáceos (Reynolds 1987; Tabbutt 1987; Tabbutt *et al.*, 1987), confirmando así la edad Mioceno Inferior-Pliocena para estas sedimentitas.

Estos últimos trabajos permitieron realizar interpretaciones tectono-sedimentarias para el período Mio-Pleistoceno, las cuales están íntimamente relacionadas con la estructuración del antepaís andino y su posterior fragmentación en el Mioceno superior-Plioceno. Por otra parte, estudios sismoestratigráficos y estructurales (González Segura, 1987; Georgieff *et al.*, 1994; Zapata y Allmendinger 1996; Rosello *et al.*, 1997; 2005; López-Gamundi *et al.*, 1997), y estudios termocronológicos de baja temperatura (Coughlin *et al.*, 1998; Coughlin, 2000; Fosdick *et al.*, 2015; Ortiz *et al.*, 2015, 2021; Ezpeleta *et al.*, 2022; y Mackaman-Lofland *et al.*, 2022), refuerzan esta propuesta.

1.6 Antecedentes geofísicos

Durante las décadas de 1970 y 1980 hasta el año 1994, Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF S.A), y la empresa BHP Petroleum Argentina, realizaron tareas de prospección de hidrocarburos mediante sísmica de reflexión y refracción 2d en las cuencas del Bermejo, e Ischigualasto-Villa Unión. Georgieff e Ibáñez (1994), Zapata y Allmendinger (1996), Rosello *et al.*, (1997), y López-Gamundí *et al.*, (1997), realizaron interpretaciones sismo estratigráficas y estructurales parciales, suministrando así las primeras nociones generales sobre la estructura y la arquitectura del relleno sedimentario de la región de estudio.

Más recientemente, durante el año 2011, YPF S.A en el marco del Plan Exploratorio Argentino (PEA), realizó la adquisición de 96 km de sísmica de reflexión 2d (7 perfiles), en el extremo norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, en el sector conocido como el

Bloque Bolsón del Oeste, área Pagancillo. Lamentablemente, esta información permanece aún confidencial, motivo por el cual no ha sido incluida en la presente tesis (Véase Capítulo 4).

Desde un enfoque clásico del análisis de cuencas, aplicando gravimetría y magnetometría terrestre, y aeromagnetometría, sobresalen los trabajos de Giménez *et al.*, (2000); Ruiz e Introcaso (1999 a-b); Introcaso *et al.*, (2004); Lince Klinger *et al.*, (2008), y Weidmann *et al.*, (2016). Estos autores utilizando diferentes técnicas de separación de anomalías regionales y residuales, complementadas con modelados 2d y 3d, contribuyeron a dilucidar las geometrías de las cuencas del Bermejo e Ischigualasto-Villa Unión, suministrando importante información sobre los espesores sedimentarios y las profundidades de los basamentos gravimétricos y magnéticos.

De manera parcial, y principalmente sobre el sector austral del área de estudio diversos experimentos sismológicos fueron llevados a cabo generando un avance fundamental en el conocimiento de la estructura de la corteza y manto superior (Alvarado *et al.*, 2005, 2009; Gilbert *et al.*, 2006; Anderson *et al.*, 2007; Perarnau *et al.*, 2010; Gans *et al.*, 2011; Porter *et al.*, 2012; Ammirati *et al.*, 2015; Venerdini *et al.*, 2016, Ji *et al.*, 2019; Gao *et al.*, 2021; entre otros). Estas investigaciones han permitido caracterizar la corteza superior e inferior de la región de la Precordillera Argentina y las Sierras Pampeanas, delimitando en profundidad los espesores de la litosfera, sus discontinuidades y diversas estructuras activas sismogénicas que afectan a estas unidades morfoestructurales.

Capítulo 2: Generalidades geológicas de la región de estudio

2.1 Marco geológico y tectónico regional

De acuerdo a las subdivisiones clásicas de la configuración geológica del territorio argentino (Ramos, 1999; y referencias allí citadas), el área de estudio está enmarcada dentro de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y la región austral del Sistema de Famatina, en las provincias de La Rioja y San Juan (Fig. 2.1 A). Esta región pertenece a la provincia geológica de las Sierras Pampeanas en el sur de los Andes Centrales de Argentina (Fig. 2.1 B). Inmediatamente hacia norte se encuentra la región de la Puna/Altiplano, mientras que hacia el oeste se desarrollan las siguientes unidades morfoestructurales, de este a oeste: la Precordillera Argentina, la Cordillera Frontal que conforma la “Alta Cordillera”, y la Cordillera de la Costa hacia el territorio chileno (por fuera del mapa de la figura 2.1 B).

Múltiples eventos orogénicos originaron y afectaron las rocas del basamento, las cuales afloran a lo largo de varias serranías que limitan la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Sierras de Maz, Valle Fértil y Famatina; Fig. 2.1 B). Las rocas de basamento conforman complejos ígneos y metamórficos, cuyas edades están comprendidas entre el Mesoproterozoico tardío al Carbonífero inferior. Estas rocas están parcial o totalmente cubiertas por espesas sucesiones de rocas clásticas continentales y marinas, y en menor medida por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Carbonífero al Neógeno (Pankhurst *et al.*, 2000; Casquet *et al.*, 2006; Fernandez-Seveso y Tankard, 1995; Milana y Alcober, 1994; Malizzia *et al.*, 1995; Astini, 1998; Dávila *et al.*, 2004; Dávila, 2005; Collo *et al.*, 2009, Astini *et al.*, 2017; Limarino *et al.*, 2021, entre otros).

Desde una perspectiva geodinámica e histórica, la diversidad y heterogeneidad geológica de la región de estudio refleja una prolongada historia tectónica ocurrida a lo largo del margen proto-Pacífico de Gondwana, principalmente controlada por procesos de subducción y acreción de terrenos exóticos desde el Paleozoico inferior hasta tiempos recientes (Ramos, 2009; y referencias allí citadas).

En la región de estudio, los procesos de levantamiento, exhumación y subsidencia son atribuibles a varios eventos orogénicos, los cuales son brevemente mencionados a continuación.

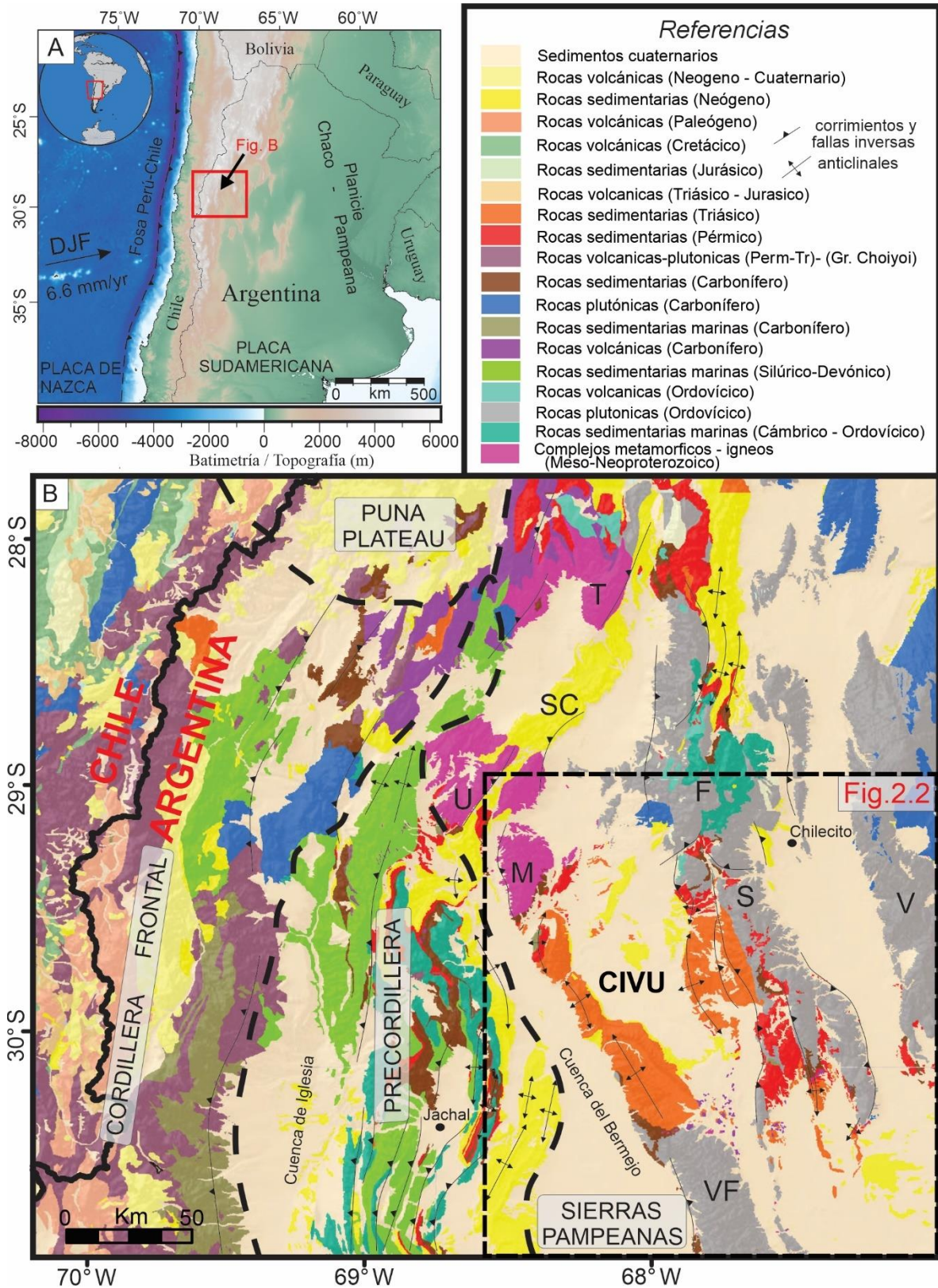


Fig. 2.1. A), Mapa de relieve sombreado mostrando el contexto geodinámico del área de estudio dentro de los Andes centrales de Argentina y Chile. DJF: dorsal de Juan Fernández. **B)** Mapa geológico generalizado de los Andes centrales de Argentina y Chile. Modificado de Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) y Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN). El recuadro negro con borde discontinuo indica la ubicación de la figura 2.2. Las Sierras Pampeanas incluyen las siguientes sierras: Famatina (F), Sañogasta (S), Umango (U), Maz (M); Valle Fértil (VF), Velazco (V), Toro Negro (T) y Los Colorados (SC). Estas sierras limitan la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión "CIVU". Ver más detalles en la figura 2.2.

2.1.1 Contexto tectonoestratigráfico Paleozoico

En el área de estudio, los procesos de levantamiento, exhumación y subsidencia son atribuibles a varios eventos orogénicos. El primer evento orogénico ocurrió durante el Ordovícico inferior (ca. 480-460 Ma), y es conocido como la orogenia “Famatiniana” (Aceñolaza y Toselli, 1976). Este evento es ampliamente reconocido en Sudamérica, se caracteriza por voluminoso magmatismo de arco, metamorfismo, y sedimentación marina y volcanoclástica de retroarco (Ramos, 2018; Rapela *et al.*, 2018; y referencias allí citadas).

En la región de estudio, su registro geológico está preservado en diferentes complejos ígneos plutónicos a lo largo de las Sierras de Famatina, Sañogasta y Valle Fértil (Figs. 2.1 B y 2.2). La finalización de la orogenia Famatiniana en el Ordovícico medio-superior, es atribuida a un gran evento colisional conocido como orogenia Oclóyica (Astini *et al.*, 1995; Thomas y Astini, 2003; Ramos, 2004). Durante ese evento se produjo la colisión del terreno Cuyania-Precordillera contra el margen sudoeste de Gondwana (Astini *et al.*, 1995; Thomas y Astini, 2003; Ramos, 2004). Algunas evidencias de la colisión han sido reportadas en la Sierra de Famatina, a partir del reconocimiento y análisis de estratos de crecimiento de edad Ordovícico medio (Astini y Dávila, 2004). El evento orogénico Oclóyico continuó durante el Silúrico y el Devónico inferior, cuando los complejos ígneo-metamórficos del Meso-Neoproterozoico expuestos en las Sierras de Maz y Las Ramaditas (Figs. 2.1 B y 2.2), colisionaron y amalgamaron al arco famatiniano. Los eventos de deformación y metamorfismo vinculados a ese proceso fueron datados por los métodos Ar-Ar y U-Pb en micas y monacitas en zonas miloníticas ubicadas en las serranías anteriormente mencionadas (Tholt, 2018; y referencias allí citadas).

Entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior durante la fase orogénica Chanica, ocurrió la intrusión de numerosos plutones graníticos y diques lamprofíricos (Dahlquist *et al.*, 2010; Martina *et al.*, 2018). De acuerdo a Astini *et al.*, (2009), un régimen extensional con subsecuente adelgazamiento litosférico habría inducido el emplazamiento de dichas rocas y la generación de cuencas del tipo *pull-apart* (Fernandez-Seveso y Tankard, 1995).

La glaciación del Carbonífero superior (Veevers y Powell, 1987) coincidió con un período de alzamiento y exhumación regional que provocó el desarrollo valles glaciares a través de la Precordillera y las Sierras Pampeanas, rellenos por sucesiones glaciogénicas lacustres y marinas (Andreis *et al.*, 1975; Fernandez-Seveso y Tankard, 1995; Limarino *et al.*, 2002; Astini *et al.*, 2009; Gulbranson *et al.*, 2010; Valdez Buso *et al.*, 2015; 2021; Colombi *et al.*, 2018; López-Gamundí *et al.*, 2021). Ejemplos de estas sucesiones se

encuentran expuestas en las sierras de Maz, Famatina, Sañogasta y a lo largo del borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Figs. 2.1 B y 2.2).

Cuando la retracción glacial comenzó a finales del Pensilvaniano, un extenso período contraccional conocido como la fase orogénica San Rafael (Azcu y Caminos, 1987; Ramos, 1988), generó un amplio cinturón orogénico en gran parte de la Cordillera Frontal (Fig. 2.1 B). La deformación debida a la fase San Rafael ha sido interpretada como la consecuencia de la somerización de la subducción de la placa Paleopacífica en el margen activo del sudoeste de Gondwana (Ramos y Folguera, 2009; Astini *et al.*, 2009). La fase orogénica San Rafael impactó en la región precordillerana y las Sierras Pampeanas, promoviendo condiciones climáticas áridas, evidenciadas por la sedimentación de espesas sucesiones de capas rojas (Astini *et al.*, 2009; Limarino *et al.*, 2021), típicas de las formaciones Patquía, de La Cuesta y equivalentes (Figs. 2.1 B y 2.2).

2.1.2 Contexto tectonoestratigráfico Mesozoico

Coetáneamente a la fase orogénica San Rafael, ocurrió la amalgamación del supercontinente de Pangea (Fig. 2.3), hasta que una gran reorganización de placas tectónicas ocurrió entre el Pérmico tardío y el Cretácico temprano. Esto último, estuvo caracterizado por procesos de *rifting* continentales en el oeste de Sudamérica, relacionados con la apertura del Atlántico Sur (Uliana y Biddle, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Ramos y Kay, 1991; entre otros), y a subducción en el margen pantalásico, con adelgazamiento de corteza continental, anatexis cortical y subplacado basáltico, debido al ascenso del manto astenosférico (Fig. 2.3; Coloma *et al.*, 2017; Riel *et al.*, 2018; del Rey *et al.*, 2019, y referencias allí citadas). Este marco geodinámico (Fig. 2.3), fue promovido por una baja tasa de convergencia, y por una velocidad de retroceso (*rollback*) de la placa en subducción más elevada que el movimiento de la placa continental hacia la trinchera (del Rey *et al.*, 2019, Castro de Machuca *et al.*, 2019, y referencias allí citadas).

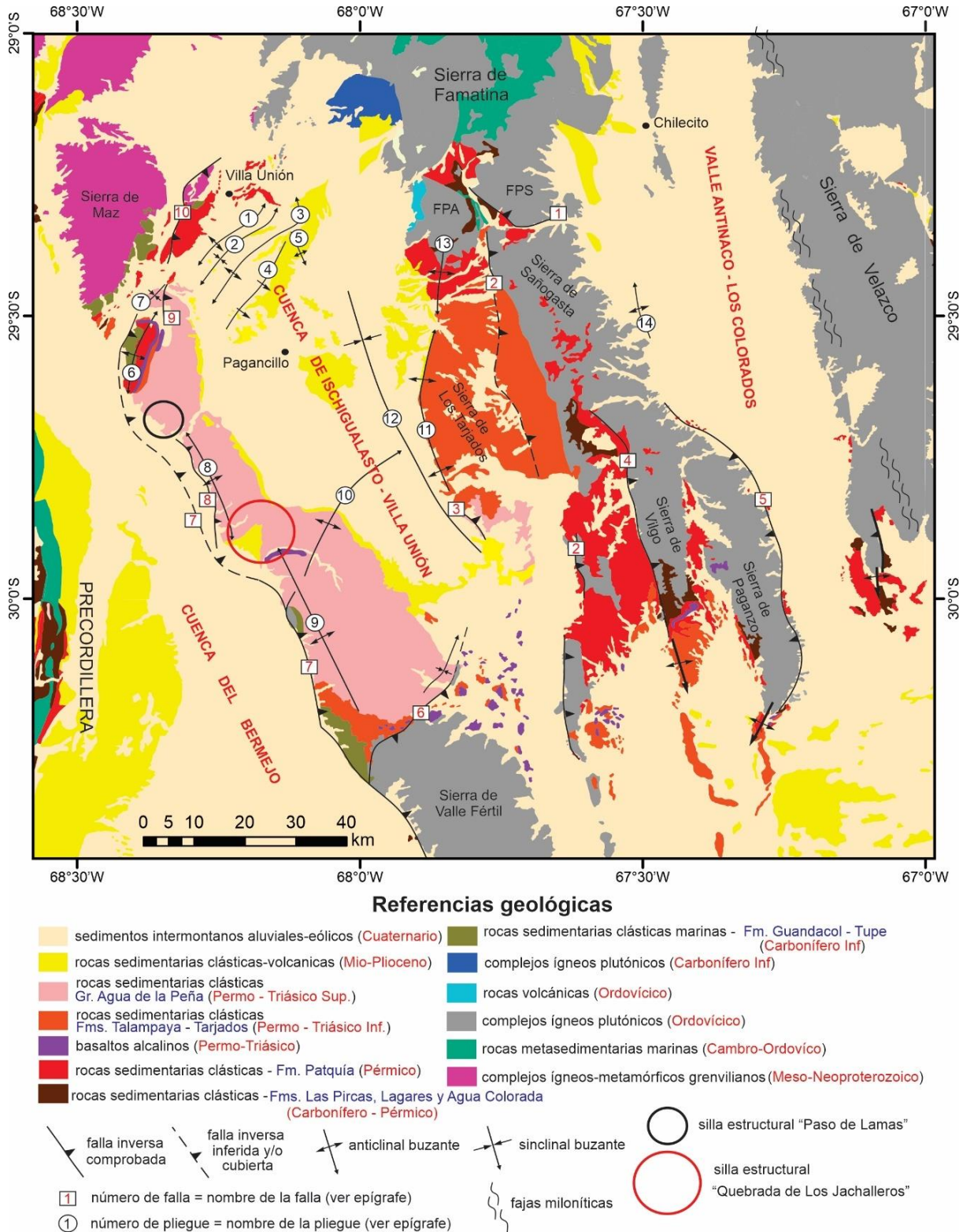


Fig. 2.2: Detalle de la figura 2.1 B. Mapa geológico generalizado de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Basado en los antecedentes nombrados en este capítulo y en resultados y propuestas inéditas de la presente tesis. Principales estructuras: **FALLAS:** 1: Falla del Río Miranda; 2: Falla de Aicuña; 3: Falla Talampaya; 4: Falla El Carrizal; 5: Falla de la Sierra de Paganzo-Catinzaco; 6: Falla El Alto o Plateado; 7: Falla de Valle Fértil; 8: Falla Paso de Lamas; 9: Falla Cerro Las Lajas; 10: Falla Vallecito Oriental. **PLIEGUES:** 1: Anticlinal Anchumbil; 2: Sinclinal Los Palacios; 3: Anticlinal Las Maravillas; 4: monoclinal San Isidro; 5: Anticlinal Las Tucumanesas; 6: Anticlinal Cerro Bola; 7: Sinclinal Cerro Las Lajas; 8: Anticlinal Cerro Rajado; 9: Anticlinal Sierra Morada. 10: Anticlinal Esquina Colorada; 11: Anticlinal Sierra de Los Tarjados; 12: Sinclinal Pagancillo; 13: Anticlinal Potrero Alto; 14: Anticlinal Bordo de Vichigasta. **Abreviaturas:** FPS: Filo Potrero Seco; FPA: Filo Potrero; CB: Cerro Bola; CR: Cerro Rajado; SM: Sierra Morada.

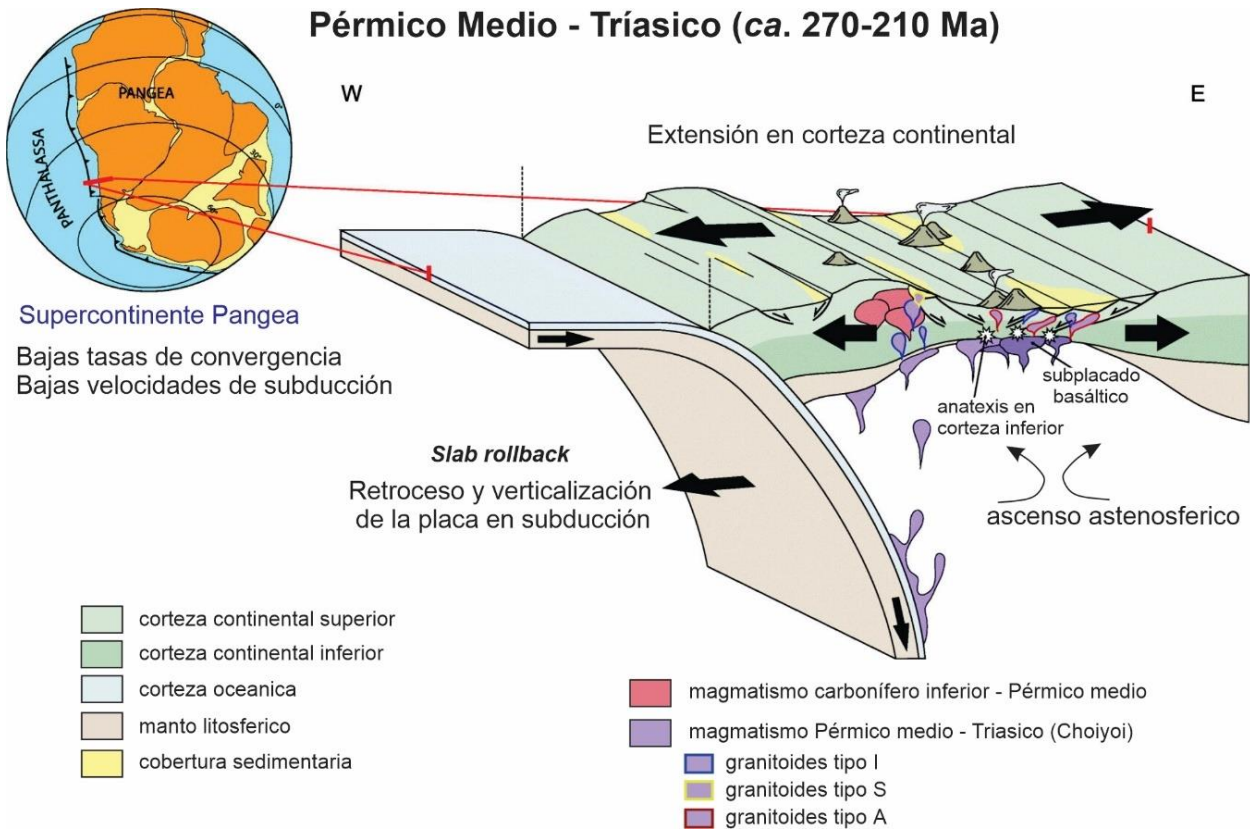


Fig. 2.3: Marco tectónico propuesto para Permo-Triásico en el margen pantalásico. Extraído y modificado de del Rey *et al.*, 2019 (resumen grafico disponible en la versión online de dicho artículo).

Durante el comienzo de la tectónica extensional, entre el Pérmico medio y el Triásico temprano, un extenso evento magmático ácido ocurrió a lo largo de la Cordillera Frontal como resultado de la anatexis cortical. Este evento está representado por las rocas volcánicas e intrusivas del Grupo Choiyoi (Fig. 2.1 B; Llambías *et al.*, 2003; Sato *et al.*, 2015 y referencias allí citadas).

De manera parcialmente contemporánea a la conformación del Grupo Choiyoi, a lo largo del borde occidental de Sudamérica se formaron diferentes sistemas de cuencas de *rift* orientadas generalmente con rumbo NNO-SSE (Charrier, 1973; Spalletti, 1997; Giambiagi *et al.*, 2011; Spikings *et al.*, 2016, y referencias allí citadas). Entre esas cuencas sobresale la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, la cual de acuerdo a las reconstrucciones paleoambientales, evolucionó como un hemigraben sobre el borde occidental del terreno Pampia, es decir sobre el bloque colgante de la falla de Valle Fértil (Fig. 2.2; Ramos y Kay; 1991; Ramos, 1992; Milana y Alcober, 1994; entre otros). En este contexto, el hemigraben de Ischigualasto-Villa Unión fue gradualmente rellenado con miles de metros de depósitos aluviales, fluviales y lacustres intercalados con niveles tobáceos y basaltos alcalinos. Este registro geológico está representado por las formaciones Talampaya y Tarjados de edad Triásico temprano, a las cuales se les superpone el Grupo Agua de la Peña correspondiente

al Triásico tardío, compuesto por las formaciones Chañares, Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados (Fig. 2.2; Romer y Jensen, 1966; Stipanovic y Bonaparte, 1972; Milana y Alcober, 1994; Page *et al.*, 1997; Caselli *et al.*, 2001; Currie *et al.*, 2009; Mancuso y Caselli, 2012; Santi Malnis *et al.*, 2020; Castro de Machuca *et al.*, 2019).

Las historias termocronológicas modeladas en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, y en las regiones aledañas (Bense *et al.*, 2013; Fosdick *et al.*, 2015; Ortiz *et al.*, 2015, 2021; Stevens Goddard *et al.*, 2018; Martina *et al.*, 2021; Ezpeleta *et al.*, 2022), sugieren un periodo de quietud tectónica y relajamiento termal durante el Jurásico-Paleógeno en un contexto topográfico regional cuasi-plano (Boschman, 2021; Martina *et al.*, 2021). Particularmente en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, este período estaría acotado aproximadamente entre aproximadamente los 215 y 20 Ma.

2.1.2 Contexto tectonoestratigráfico Cenozoico al presente

Los procesos de *rifting* continentales en el oeste de Sudamérica finalizaron en el Cretácico inferior, coetáneamente las primeras etapas compresionales de la orogenia Andina registradas en la región de la Cordillera Principal-Frontal (Mpodosis y Ramos, 1989; Ramos, 2009). Posteriormente, importantes etapas de deformación compresiva y exhumación han sido registradas en la Frontal durante el Eoceno tardío (Martínez *et al.*, 2017; Lossada *et al.*, 2017; Giambiagi *et al.*, 2017; Rodríguez *et al.*, 2018). Sin embargo, hasta la fecha no hay evidencias de estas etapas tectónicas en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y en la región del Sistema de Famatina.

Importantes etapas de deformación compresiva y exhumación son registradas durante el Mioceno en la región de la Precordillera Argentina (Jordan *et al.*, 1993; Fosdick *et al.*, 2015; Suriano *et al.*, 2017; Mardonez *et al.*, 2020; Mackaman-Lofland *et al.*, 2022). Estas etapas se superpusieron temporalmente a la etapa principal de deformación en las Sierras Pampeanas que ocurrió desde el Mioceno tardío-Plioceno hasta el presente (Jordan *et al.*, 1983; Jordan y Allmendinger, 1986; Coughlin *et al.*, 1998; Ramos *et al.*, 2002; Sobel y Strecker, 2003; Carrapa *et al.*, 2005; Mortimer *et al.*, 2007; Dávila y Carter, 2013; Ortiz *et al.*, 2015, 2021; Fosdick *et al.*, 2015; Goddard y Carrapa, 2017; Lemos-Santos *et al.*, 2019; Ezpeleta *et al.*, 2022; entre otros). Esta etapa de deformación es atribuida al régimen de subducción subhorizontal (*flat-slab*) “Pampeano” (Barazangi y Isacks, 1976; Cahill y Isacks, 1992; Gutscher *et al.*, 2000; Ramos *et al.*, 2002), asociado con la subducción y migración hacia el norte de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Fig. 2.3 A), entre los ~12 y 8 Ma (Yáñez *et al.*, 2001; Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022; y referencias allí

citadas). Este evento resultó en un importante acoplamiento entre la placa de Nazca y la Sudamericana (Fig. 2.4 A), provocando acortamiento cortical y propagación de la deformación y el volcanismo hacia el antepaís andino (Von Heune *et al.*, 1997; Gutscher *et al.*, 2000; Yáñez *et al.*, 2001; Kay y Mpodozis, 2002, entre otros).

Como resultado del ciclo compresivo andino Mioceno superior-Plioceno hasta el presente, en el segmento de *flat-slab* "Pampeano", cuencas de antepaís de retroarco profundas fueron formadas por flexión litosférica (Cardozo y Jordan, 2001; Ramos *et al.*, 2002) con la influencia adicional de subsidencia dinámica (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2015). Debido también a la presencia de debilidades heredadas en la corteza, se formaron cuencas de antepaís fragmentado (*c.f.* DeCelles y Gilles, 1996; Horton *et al.*, 2022, y referencias allí citadas), en las que grandes serranías con basamento expuesto, y las cuencas de *rift* invertidas fragmentaron el antepaís en entidades separadas (Jordan *et al.*, 1983; Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos *et al.*, 2002, entre otros). Esto resultó en la actual configuración del paisaje, que caracteriza por ejemplo a las cuencas de Bermejo, Ischigualasto-Villa Unión y el Valle de Antinaco-Los Colorados (Fig. 2.1 B y 2.2), las cuales están rellenas por espesas sucesiones sinorogénicas (Jordan y Alonso, 1987; Tabbutt, 1990; Jordan y Flemings, 1990; Malizzia *et al.*, 1995; Dávila, 2005; Amidon *et al.*, 2017; Stevens Goddard y Carrapa, 2018; Lemos-Santos *et al.*, 2019; entre otros).

El registro sísmico histórico e instrumental (Fig. 2.4 A-B), demuestra que, desde el Neógeno, y hasta la actualidad, la subducción subhorizontal Pampeana (*flat-slab*) continúa ejerciendo un régimen compresional activo. Este régimen fue y es responsable de numerosos terremotos destructivos de intraplaca, vinculados a fallas con tiempo de recurrencia largos que superan el rango temporal abarcado por los registros antes mencionados (Costa *et al.*, 2006). La sismicidad regional (Fig. 2.4 B), se caracteriza por presentar una distribución bimodal, distinguiéndose la sismicidad de interplaca localizada entre 90 y 120 km y una sismicidad cortical distribuida en los primeros 40 km de la corteza (Alvarado *et al.*, 2009). La distribución en planta y en perfil de la sismicidad usualmente no muestra una clara correlación con la posición de las fallas reactivadas y originadas durante la orogenia Andina (Costa, 2019).

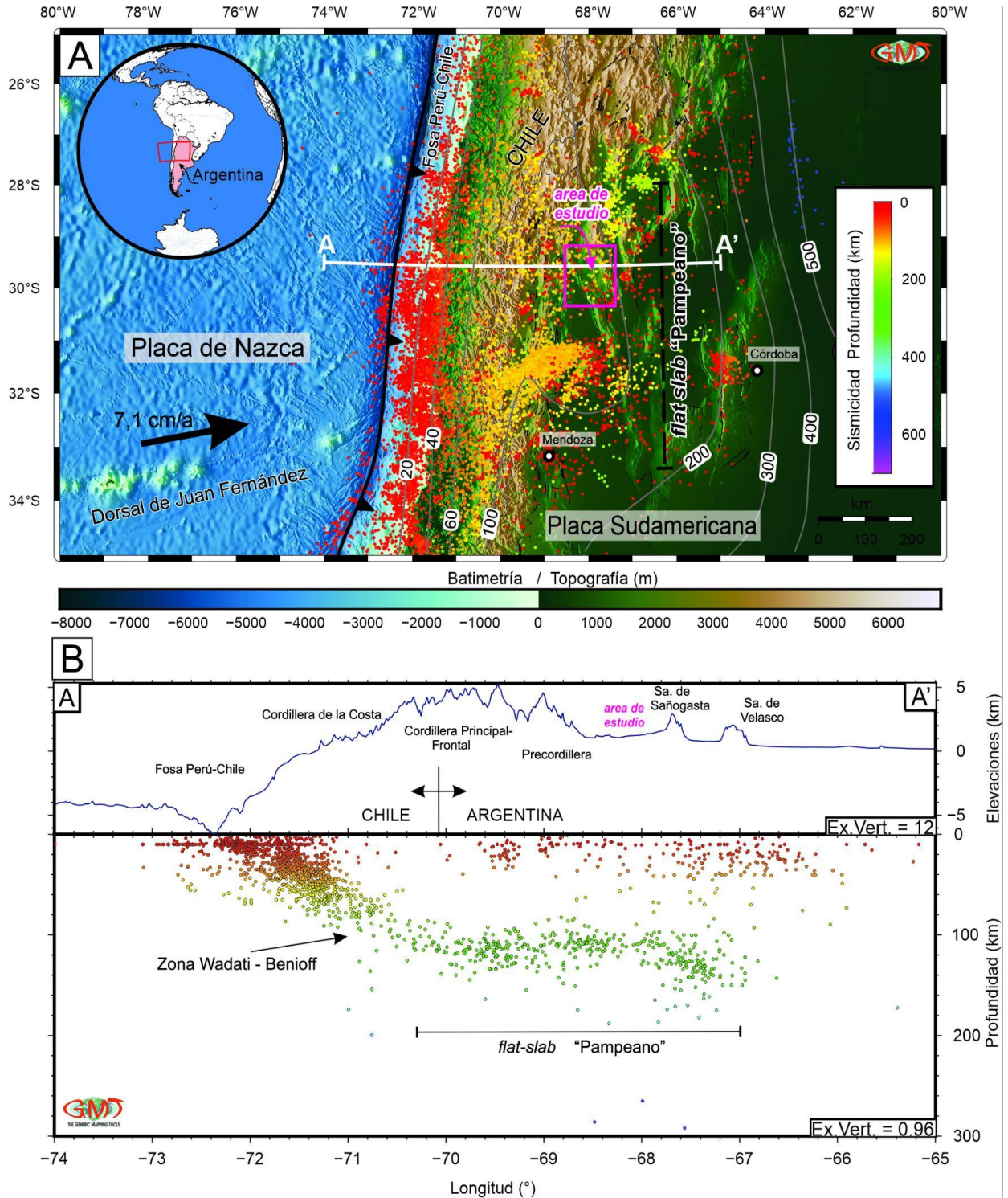


Fig. 2.4: A) Mapa hipsométrico sombreado de la región austral de los Andes Centrales, mostrando la interacción tectónica de las placas de Nazca y Sudamericana, y la sismicidad asociada (hipocentros) representados por círculos de colores de acuerdo a su profundidad (Datos $M_w > 2.5$ entre los años 2000 y octubre de 2022; fuente: IRIS - *Incorporated Research Institutions for Seismology*). El recuadro magenta representa el área de estudio, mientras que las líneas grises sólidas representan las curvas de isopropfundidad de la zona de Wadati-Benioff, en kilómetros por debajo de la superficie (Extraído de Mulcahy *et al.*, 2014). Las líneas negras sólidas, representan estructuras con actividad tectónica cuaternaria (extraído de Casa *et al.*, 2014). B) Perfil topográfico A-A' entre (-74W, -30.5S y -65W, -30.5S) transversal al área de estudio, y a las diferentes serranías y unidades morfoestructurales regionales. La proyección de los sismos en profundidad a lo largo del perfil conforman una zona de sismicidad denominada zona de Wadati-Benioff, producida por la convergencia activa y subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana. La interacción de ambas placas produce una gran cantidad de sismos de interplaca e intraplaca que son detectados en la superficie.

2.2 Marco estructural

El intenso retrabajo litosférico que han experimentado las Sierras Pampeanas en general, y la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y la región del Sistema de Famatina en particular (Fig. 2.2), a partir de varios eventos de metamorfismo, deformación y magmatismo, se traduce en un marco estructural sumamente heterogéneo (Fig. 2.2).

Las fábricas que presentan las rocas del basamento cristalino tanto Mesoproterozoico como Ordovícico (Fig. 2.2), pueden ser regionales (foliación y esquistosidad), o discretas (zonas de cizallas dúctiles y frágiles). Estas fábricas se originaron principalmente por los eventos tectónicos “Famatiniano” y “Oclóyicos” (Lucassen y Becchio, 2003; Casquet *et al.*, 2006; 2008; Otamendi *et al.*, 2009; Rapela *et al.*, 2010, 2018; Candiani *et al.*, 2011; Tholt, 2018; Ramacciotti *et al.*, 2022; entre otros).

La presencia de fábrica en el basamento ha condicionado la ubicación del *rift* Permo-Triásico, su geometría en hemigraben, la longitud y el desplazamiento de la falla maestra de Valle Fértil (Fig. 2.2). Cabe consignar que esta estructura es considerada como una discontinuidad tectónica de primer orden, o como una megaanisotropía regional introducida por la colisión de terrenos de Cuyania y Pampia durante la orogenia Famatiniana (Ramos, 1988; 2004; Cominquez y Ramos, 1991; Thomas y Astini, 2003; Introcaso *et al.*, 2004; Alvarado *et al.*, 2005 y referencias allí citadas). Durante la compresión ándica en el Cenozoico, la falla de Valle Fértil fue invertida de manera positiva, generando así los sistemas de anticlinales *en échelon* (Fig. 2.2), que caracterizan el borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Jordan y Allmendinger, 1986; Milana y Alcober, 1994; Malizzia *et al.*, 1995; Zapata y Allmendinger, 1996; Ortíz *et al.*, 2015, 2021; Fosdick *et al.*, 2015; Lemos-Santos *et al.*, 2019).

Otras estructuras importantes aparentemente condicionadas por la fábrica del basamento, son fallas inversas y corrimiento con rumbos NE-SO, las cuales en su gran mayoría permanecen ciegas en el subsuelo, generando trenes de pliegues y estructuras de interferencias. Estas estructuras son comunes tanto al sur y norte de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión (Fig. 2.2; Canelo *et al.*, 2022).

El estilo estructural de la región oriental de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión, y el extremo austral del Sistema de Famatina, se caracteriza por una estructura en bloques de basamento de composición principalmente granítica de edad Ordovícico Inferior (Fig. 2.2). Estos bloques están limitados por fallas inversas y corrimientos con geometría lítrica, de rumbo aproximado N-S e inclinaciones variables entre 30° y 70° principalmente al este

(Fig. 2.2). Este estilo estructural es ampliamente conocido en la literatura geológica como el estilo estructural “Pampeano” (González Bonorino, 1950). Ejemplos de estos bloques son la Sierra de Sañogasta y su extensión hacia el sur en las sierras de Vilgo y Paganzo (Fig. 2.2).

La geometría en subsuelo de estas estructuras es aún materia de especulación. Jordan y Allmendinger (1986), Alvarado y Ramos (2010), entre otros, sugirieron que dichas estructuras son asintóticas a la transición frágil-dúctil de la corteza (15-30 km de profundidad). Por lo contrario, en algunas transectas estructurales (e.g., Lacombe y Bellahsen, 2016; Giambiagi *et al.*, 2022), se hipotetiza que las fallas pueden estar enraizadas en la base de la corteza (33-34 km de profundidad).

A su vez, el estilo estructural “Pampeano” está estrechamente relacionado a pliegues de variada longitud de onda, y de rumbo predominante N-S. La gran mayoría de los pliegues, en especial los anticlinales, son asimétricos y presentan vergencia occidental. El fallamiento asociado a estos pliegues en algunos casos puede ser clasificado como no emergente por el dominio de zonas de plegamiento y fallas ciegas. Estas estructuras presentan características similares a las típicas estructuras de piel gruesa o pliegues forzados del centro y sur de las montañas Rocallosas del oeste de los Estados Unidos de América (e.g., Mitra y Mount, 1998; Yonkee y Weil, 2017). Esta característica fue señalada por Jordan y Allmendinger (1986), suministrando así las bases de numerosos trabajos estructurales realizados con posterioridad en las Sierras Pampeanas.

Otro rasgo estructural, observado localmente en el sector pedemontano, es la presencia de lomadas y escarpas flexurales vinculadas a fallamiento no emergente y plegamiento cuaternario (Canelo *et al.*, 2021; Candiani *et al.*, 2022). El desarrollo evolutivo de esos rasgos morfotectónicos se encuentra íntimamente relacionado a las principales estructuras regionales, a partir de las cuales se desarrollan estructuras secundarias que generan dichos rasgos (Canelo *et al.*, 2021; Candiani *et al.*, 2022). Algunas de las lomadas o cerrilladas que interrumpen los piedemontes presentan características similares a un “*piedmont foreland*”, en el cual las superficies aluviales presentan un basculamiento en contra a la pendiente pedemontana (Costa, 2019; y referencias allí citadas).

2.3 Marco geomorfológico-climático

De acuerdo con los criterios de jerarquización del relieve propuesto por Sayago (1982), la región de estudio se encuentra en la Provincia Geomorfológica de las Sierras Pampeanas. Sus rasgos fisiográficos más notorios están dados por la presencia de

cordones orográficos de moderada y elevada altitud (1000-6000 m s.n.m), con laderas asimétricas con un fuerte control estructural compresivo. Los principales cordones orográficos están separados por valles intermontanos de orientación general N-S y NO-SE, que presentan niveles de base locales y regionales a elevaciones inferiores a los 1000 m s.n.m (Fig. 2.5).

En la región de estudio, las sierras de Los Tarjados, Sañogasta y su extensión hacia el sur en las sierras de Vilgo y Paganzo, separan el valle intermontano de Antinaco-Los Colorados hacia el este, y la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión hacia el oeste (Fig. 2.5). Estas serranías, a excepción de la Sierra de Los Tarjados, conforman típicos paisajes de rocas graníticas y metamórficas, fuertemente fracturadas, disectadas y basculadas, con la presencia local de paleovalles glaciares carboníferos (e.g., Valdez Buso *et al.*, 2021), y paleosuperficies de erosión (Jordan *et al.*, 1989; Rabassa *et al.*, 2010; Astini 2010, entre otros).

Hacia el oeste de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión, se encuentra la Cuenca del Bermejo (Fig. 2.5). Ambas cuencas están separadas entre sí por la Sierra de Valle Fértil, la Sierra Morada, y los cerros Rajado y Bola (Fig. 2.5). Estas serranías y cerros, a excepción de la Sierra de Valle Fértil, constituyen relieves de rocas sedimentarias asociados a estructuras anticlinales, característica también compartida por la Sierra de Los Tarjados.

Si bien la configuración actual del paisaje es en gran parte atribuida a las fases orogénicas que tuvieron lugar a partir del Mioceno inferior (Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos *et al.*, 2002, entre otros), la región presenta rasgos topográficos heredados de la glaciación del Paleozoico Superior (e.g., Valdez Buso *et al.*, 2021), relieves volcánicos permo-triásicos (e.g., Romer y Jensen, 1966; Page *et al.*, 1997), y extensas paleosuperficies Gondwánicas (e.g., Jordan *et al.*, 1989; Rabassa *et al.*, 2010; Bense *et al.*, 2013). Estos rasgos han permanecido en el paisaje como importantes testimonios del pasado geológico, los cuales han sido elevados tectónicamente, fragmentados, denudados y aislados durante el Mio-Plioceno por la Orogenia Andina.

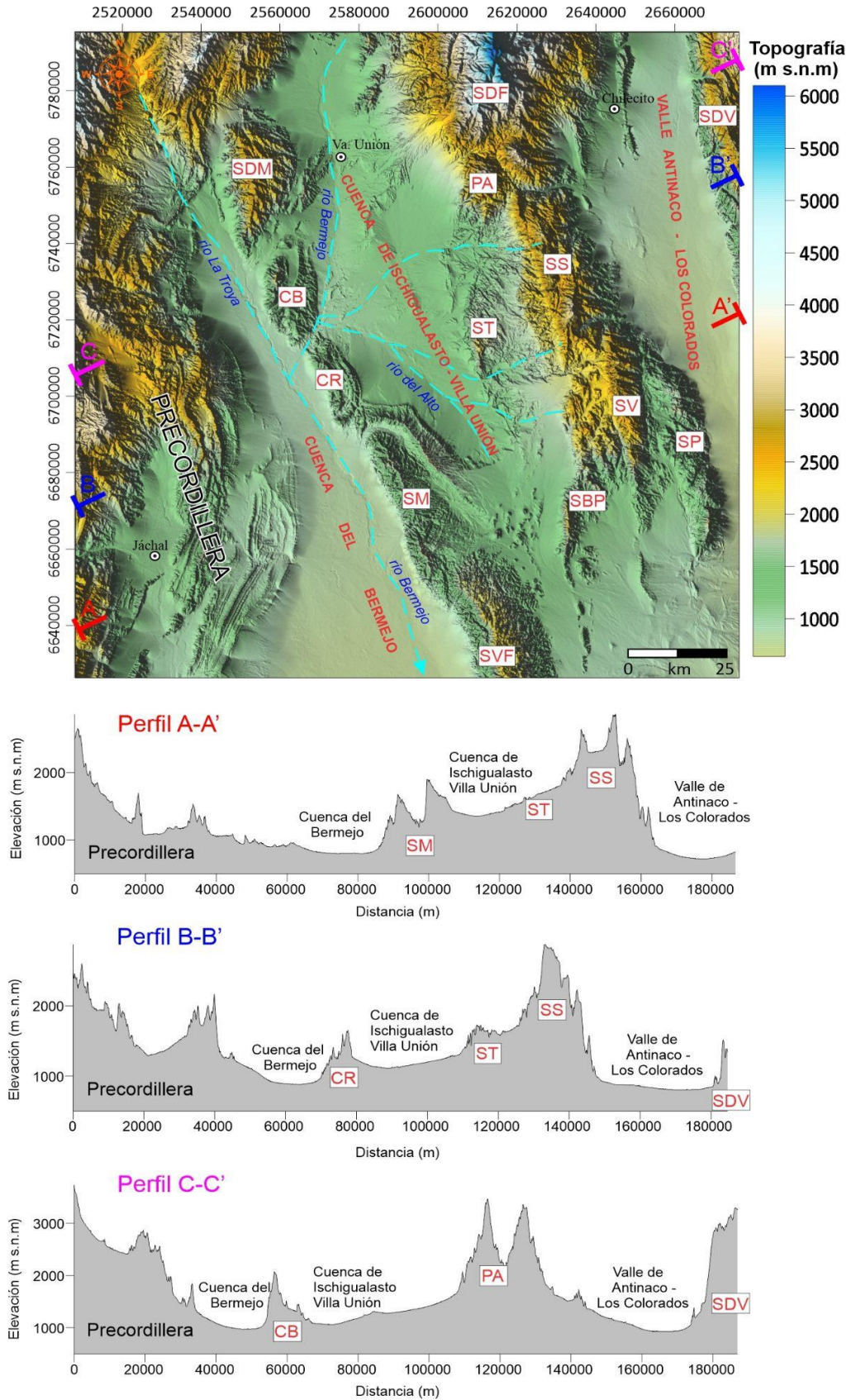


Fig. 2.5: Mapa hipsométrico y perfiles topográficos transversales a la región de estudio. El mapa hipsométrico fue obtenido a partir de un modelo digital de elevaciones SRTM con una resolución espacial de 90 m. Principales serranías y cerros: SVF (Sierra de Valle Fértil), SM (Sierra Morada), CR (Cerro Rajado), CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDF (Sierra de Famatina), PA (Potrero Alto), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), SV (Sierra de Vilgo), SP (Sierra de Paganzo), SBP (Sierra Baja de Los Portezuelos), SDV (Sierra de Velasco).

Actualmente la región de estudio se ubica dentro de la denominada “Diagonal árida del sur de Sudamérica”, bajo la influencia tanto del anticiclón del Atlántico Sur, como del anticiclón del Pacífico Sur, el sistema de baja presión *Chaco Low* y los vientos del oeste *westerlies* (Abraham de Vázquez *et al.*, 2000 y referencias allí citadas). El clima de la región es continental semiárido, con precipitaciones medias anuales de 300 a 100 mm, y temperaturas medias anuales de 15 a 18°C (Bianchi y Cravero 2010). Dichas características permiten visitar la zona casi en todas las épocas del año y la gran aridez favorece la exposición de las estructuras y rocas, lo cual hace de esta región un sitio ideal para el estudio de la geología andina.

Estas condiciones climáticas, y la presencia de importantes barreras orográficas impactan en los agentes geodinámicos exógenos, provocando escasez de las corrientes hídricas superficiales a causa de las exiguas precipitaciones y la elevada evaporación. Así, los sistemas fluviales efímeros implantados en zonas pedemontanas (Fig. 2.5), se caracterizan por períodos extensos en que los cauces están secos, siendo interrumpidos por las precipitaciones estivales que suelen generar crecidas con altos picos de descarga acuosa, y condiciones de alto régimen de flujo.

Por último, la actividad eólica también es controlada por las condiciones climáticas imperantes, y la presencia de barreras orográficas regionales. El viento constituye un importante agente capaz de modelar el paisaje y generar importantes depósitos eólicos, como los extensos campos de dunas ubicados en la zona pedemontana al oeste de la sierra de Tarjados (*e.g.*, Tripaldi y Limarino, 2000).

Capítulo 3: Cartografía geológica y análisis estratigráfico

3.1 Introducción

En la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y las serranías adyacentes afloran una amplia variedad de litologías, las cuales abarcan un amplio rango temporal que se extiende desde el Proterozoico hasta el Cenozoico. Dada la gran extensión territorial de la zona de estudio y la gran variedad de litologías presentes (Fig. 3.1), se han incluido a las distintas unidades geológicas expuestas a lo largo de la región dentro de cuatro grandes grupos: 1) el basamento, 2) el ciclo sedimentario Carbonífero – Pérmico, 3) el ciclo sedimentario-magmático Pérmico - Triásico, y el ciclo volcano-sedimentario Neógeno - Pleistoceno.

Los estudios estratigráficos en el área son numerosos, particularmente entre los tres primeros grupos. Los distintos relevamientos regionales realizados por el Servicio Geológico Nacional (actual SEGEMAR) desde el año 1954 (de Alba 1954; Gentili, 1972; Candiani *et al.*, 2011; 2022; Fauqué *et al.*, 2020), contribuyeron a enriquecer notablemente el conocimiento estratigráfico de la zona a partir de los trabajos pioneros de Frengüelli (1946), de la Mota (1946), Heim (1949), Groeber y Stipanovic (1952), y Römer y Jensen (1966). Existe asimismo una abundante bibliografía sobre diversos estudios del basamento cristalino, como así también sobre la cobertura sedimentaria.

El objetivo del presente capítulo no incluye el estudio estratigráfico-sedimentológico detallado de la región de estudio, por lo que el presente capítulo representa mayormente una síntesis de la numerosa información disponible en la literatura a partir de algunos de los trabajos citados. Sin embargo, se ha profundizado en el análisis de las distintas formaciones que presentan un interés especial por su importancia en la definición de los tiempos de deformación que afectaron a la región, y de aquellas unidades que constituyen el relleno del ciclo sedimentario-magmático Pérmico - Triásico, y las secuencias sedimentarias neógenas - pleistocenas.

En algunas de estas formaciones se compilieron datos geocronológicos, termocronológicos, espesores, y se realizaron perfiles sedimentarios de detalle. Además, se recolectaron muestras para su análisis y datación. Con todos estos datos se busca sustentar los resultados y discusiones de los capítulos subsiguientes, y se pretende integrar toda la información para proponer y discutir los esquemas de la evolución tectónica-sedimentaria de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, y regiones aledañas.

3.1.1 El Basamento

3.1.1.1 Complejos ígneos-metamórficos de las sierras de Maz y Las Ramaditas

Las rocas ígneas-metamórficas meso-neo proterozoicas de las sierras de Maz y Las Ramaditas (Fig. 3.1), han sido asignadas como parte del terreno lauréntico “MARA” (Rapela *et al.*, 2016), el cual preserva al menos dos eventos metamórficos en ~ 1200 Ma (evento “Grenviliano”), y entre 460-430 Ma (Lucassen y Becchio, 2003; Casquet *et al.*, 2008).

De acuerdo a Kilmurray y Dalla Salda (1971), y trabajos posteriores (Casquet *et al.*, 2008; Rapela *et al.*, 2010; Tholt, 2018; Ramacciotti *et al.*, 2022, entre otros), en las sierras de Maz y Las Ramaditas se distinguen al menos cuatro unidades litológicas, las cuales muestran un aumento del grado metamórfico en dirección oeste-este. Estas unidades son: el Complejo El Taco, el Complejo El Zaino, el Complejo Maz, y el Complejo Las Ramaditas.

El Complejo El Taco, también denominado como Dominio Occidental (Casquet *et al.*, 2008), está ubicado en el extremo sudoeste de la Sierra de Maz, y consiste de esquistos plegados, ortogneises, paragneises, filitas, anfíbolitas, cuarcitas, y mármoles. Inmediatamente hacia el noreste, el Complejo El Taco está en contacto con el Complejo El Zaino. Este complejo cubre casi la mitad de la sierra de Maz, y se compone de esquistos granatíferos-cloríticos, esquistos pelíticos, metacarbonatos, y anfíbolitas.

El Complejo de Maz, se ubica hacia el este del Complejo El Zaino por medio de la zona de cizalla milonítica, la cual posee un rumbo NNW-SSE. El Complejo de Maz cubre casi la mitad occidental de la sierra homónima, y se compone de gneises máficos y pelíticos, anortositas y carbonatitas (Casquet *et al.*, 2008; Rapela *et al.*, 2010).

El Complejo de la Sierra de Las Ramaditas, se ubica hacia el este del Complejo de Maz, y abarca la totalidad de la sierra homónima. Las rocas que componen el complejo son metacarbonatos, migmatitas, ortogneises, anfíbolitas, y metapelitas, las cuales son cubiertas por rocas sedimentarias del Grupo Paganzo (Carbonífero-Pérmico), y rocas sedimentarias triásicas.

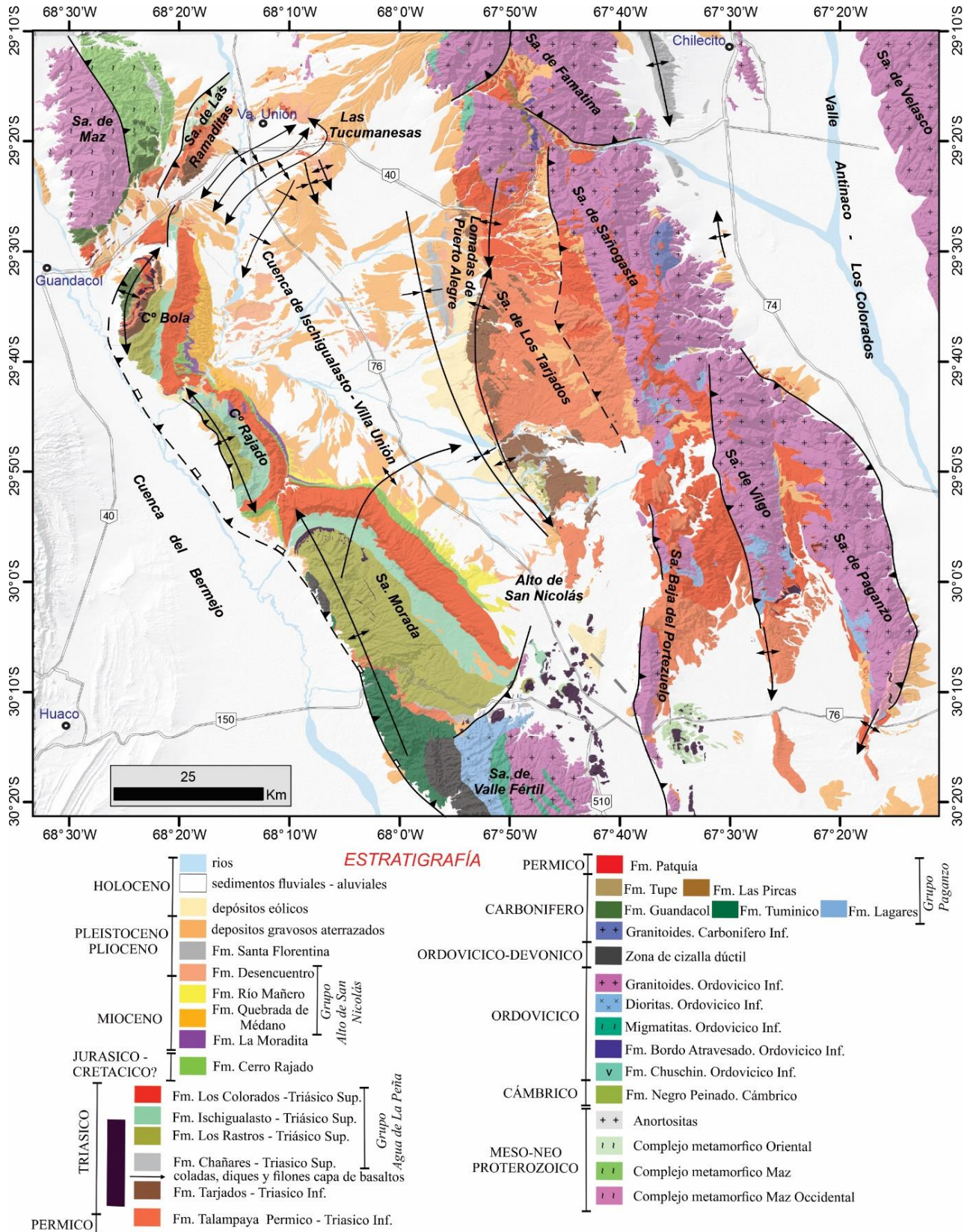


Fig.3.1: Mapa geológico detallado de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y del extremo austral del Sistema del Famatina. Basado en los antecedentes nombrados en este capítulo y en los resultados y propuestas inéditas de la presente tesis.

3.1.1.2 Unidades sedimentarias, volcánicas y metamórficas de bajo grado (Cámbrico-Ordovícico)

De manera discontinua y formando fajas con rumbos meridionales a lo largo de las sierras de Famatina - Sañogasta, se encuentra aflorando la **Formación Negro Peinado** (Turner, 1960), la **Formación Bordo Atravesado** (Astini, 2003) y la **Formación Chuschin** (Mannheim, 1988).

La Formación Negro Peinado, constituida predominantemente por filitas verdinegras a verdes oscuras satinadas, es interpretada como parte de la secuencia depositada entre el Cámbrico y el Tremadociano (Clemens 1993), afectada luego por un metamorfismo regional de bajo grado vinculado a la actividad del arco magmático ordovícico. Los análisis realizados por Collo *et al.*, (2009) indicaron que las rocas se habrían depositado posteriormente a los 505 Ma, proponiendo que formarían parte de los depósitos sinorogénicos del ciclo Pampeano y que por lo tanto no se correlacionarían con la Formación Puncoviscana y equivalentes (Aceñolaza *et al.*, 1996), sino que constituyen secuencias más jóvenes, cuya deformación y metamorfismo estaría vinculado a la orogenia Famatiniana.

La Formación Bordo Atravesado (Tremadociano Superior; Albanesi *et al.*, 2005), está constituida por limo-arcilitas verdosas a grisáceas laminadas, acompañadas con areniscas y delgadas capas de limolitas silicificadas. Esta unidad es interpretada como un depósito de plataforma externa por debajo de la base de olas de tormenta con alternancias de períodos de sedimentación normal y breves episodios de tormentas (Astini, 2003). Estos depósitos presentan un metamorfismo de bajo grado desarrollado en un contexto de arco en un margen convergente, vinculado con la orogenia Famatiniana (Collo, 2006).

La Formación Chuschin (Arenigiano-Llanvirniano; Mannheim, 1993), conforma una sucesión volcano-sedimentaria compuestas por riolacitas masivas, riolita bandeada, riolita masivas, brechas, tobas, areniscas tobáceas, metagrauvas laminada, metapelitas masivas y laminadas (Armas *et al.*, 2016). Estas sucesiones se vinculan con la evolución del arco magmático Famatiniano (Astini, 1998; Armas *et al.*, 2016).

3.1.1.3 Complejo magmático Sañogasta (Ordovícico Inferior)

El Complejo Magmático Sañogasta (Candiani *et al.*, 2011), agrupa las rocas plutónicas que forman casi la totalidad del basamento de las sierras de Sañogasta-Paganzo- Vilgo- Cerro Blanco (Fig. 3.1). Las rocas principales son monzogranitos, granodioritas y tonalitas. Estas rocas muestran afinidad con los granitoides metaluminosos

dominantes en el Sistema de Famatina (Candiani *et al.*, 2011). Los contactos entre las diferentes rocas son transicionales y contienen diques máficos sinmagmáticos de composición diorítico- tonalítica, desmembrados como enclaves y *mingling*.

Las rocas de las formaciones Negro Peinado, Bordo Atravesado, y Chuschin forman la caja del complejo magmático o conforman colgajos dentro del mismo. A su vez, el complejo magmático presenta numerosos enjambres de diques lamprofíricos de edad carbonífera (Martina *et al.*, 2018). Varias dataciones realizadas (Pankhurst *et al.*, 2000; Rapela *et al.*, 2001; Dahlquist *et al.*, 2005; Otamendi *et al.*, 2017; entre otros) indican que el magmatismo se produjo durante un pulso relativamente corto entre el ordovícico inferior y medio (472- 465 Ma), durante la Orogenia Famatiniana.

3.1.1.4 Basamento de la Sierra de Valle Fértil (Ordovícico Inferior)

La estratigrafía del basamento ígneo-metamórfico la sierra de Valle Fértil (Fig. 3.1), está comprendida en el Ordovícico Inferior (480-466 Ma; Camilletti *et al.*, 2020; y referencias allí citadas), en el marco de la Orogenia Famatiniana.

La estratigrafía fue inicialmente definida por Mirré (1976), quien distinguió un complejo metamórfico entre las unidades estratigráficas. Dicho autor definió la constitución litológica y realizó el primer mapeo detallado de dicho complejo. Recientemente, Otamendi *et al.*, (2009) definieron cinco unidades litoestratigráficas de acuerdo al tipo litológico dominante. Estas unidades son: 1) La unidad máfica, compuesta por dioritas ortopiroxénicas - anfibolíticas- biotíticas y grabronoritas anfibolíticas. 2) La unidad intermedia la cual consiste en dioritas y tonalitas cuarzosas con biotita y anfíbol. 3) La unidad transicional intermedia, caracterizada por la amplia ocurrencia de leucogranitos y la preponderancia de tonalitas biotíticas sobre las tonalitas con anfibolíticas. 4) La unidad silíceo, compuesta principalmente de granodioritas horblendíferas y biotíticas de grano grueso, y 5) la unidad metasedimentaria, cuyo representante fundamental son las rocas migmatíticas (metatexitas y diatexitas), aparecen intercaladas en las cuatro unidades ígneas previas. Todas estas unidades comprenden una exposición vertical de ~13 km de la corteza intermedia del arco magmático famatiniano, correspondiente a paleopropiedades entre los 26-13 km (Tibaldi *et al.*, 2013). La exhumación de estas unidades está vinculada a la zona de cizalla dúctil - frágil milonítica de Valle Fértil (Otamendi *et al.*, 2009), datada entre el Ordovícico Medio-Devónico (Cristofolini *et al.*, 2014).

3.1.2 Ciclo sedimentario Carbonífero - Pérmico

El ciclo sedimentario Carbonífero - Pérmico incluye a una serie de sedimentitas de variada nomenclatura estratigráfica, apoyadas en inconformidad sobre el basamento cristalino del meso-neo proterozoico y discordantemente sobre el Paleozoico Inferior (Fig. 3.1).

La denominación de Grupo Paganzo se aplica para el conjunto de unidades neopaleozoicas predominantemente continentales, con influencia marina y glacial local, depositadas en la amplia Cuenca de Paganzo durante el Misisipiano y el Pérmico, a lo largo de la Precordillera Argentina, y las Sierras Pampeanas (Cuerda, 1965; Azcuy y Morelli, 1970; Andreis *et al.*, 1975; Fernández Seveso *et al.*, 1993; Astini *et al.*, 2009; Gulbranson *et al.*, 2010; Valdez Buso *et al.*, 2015; 2020; Limarino *et al.*, 2021; entre otros).

3.1.2.1 El Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina

El Grupo Paganzo fue definido en la región sur del Sistema de Famatina por Azcuy y Morelli (1970), incluyendo inicialmente a las **formaciones Lagares** (Pensilvaniano) y **La Colina** (Pérmico). Posteriormente, Durand *et al.*, (1996) incluyó en este grupo a las **formaciones Agua Colorada** (Turner, 1960) y **De la Cuesta** (De Alba 1979), al interpretarlas como equivalentes laterales de las anteriores. La definición de la **Formación Las Pircas** (Ezpeleta *et al.*, 2008) como una cuña conglomerádica interpuesta entre las formaciones Agua Colorada y De la Cuesta, constituye la más reciente reinterpretación del arreglo estratigráfico del Paleozoico Superior en el Sistema de Famatina.

La Formación Agua Colorada y su equivalente lateral, la Formación Lagares, presentan una edad pensilvaniana inferior, y conforman una secuencia de sedimentos continentales integrados por conglomerados, arcosas, areniscas de grano grueso a fino y lutitas carbonosas, fácilmente reconocibles por sus colores blanco-amarillentos (Candiani *et al.*, 2011; 2022; y referencias allí citadas). Estas unidades son de naturaleza glaci-fluvial, y muestran un progresivo retroceso del frente glacial, con el consiguiente pasaje de un ambiente subglacial y termino-glacial, a depósitos fluvio-deltaicos intercalados con sistemas lacustres, característicos de un ambiente periglacial (Limarino, 1987; Ezpeleta *et al.*, 2008; Astini *et al.*, 2009). Estas unidades yacen en discordancia angular sobre metasedimentitas del paleozoico inferior o en no concordancia sobre granitos ordovícicos. A su vez, se encuentran recubriendo los paleorelieves peneplanizados de las sierras de Famatina-

Sañogasta, y conformando localmente el relleno de paleovalles glaciales (Ezpeleta *et al.*, 2008; Astini *et al.*, 2009; Candiani *et al.*, 2011; 2022; Valdez Buso *et al.*, 2020).

La Formación Las Pircas de edad pensilvaniana superior-Pérmica, fue definida por Ezpeleta *et al.*, (2008) como una sucesión continental formada por conglomerados gruesos y muy gruesos con intercalaciones localizadas de sucesiones areno-conglomerádicas y areno-pelíticas, fácilmente reconocible en el campo por sus colores morados (Ezpeleta *et al.*, 2008; Candiani *et al.*, 2011; 2022). Esta unidad representa depósitos de abanicos aluviales proximales, que pasan en transición hacia sistemas fluviales entrelazados y desarrollo local de depósitos lacustres evidenciando continuos cambios laterales de facies (Ezpeleta *et al.*, 2008). Esta unidad se apoya en forma discordante con angularidad variable sobre la Formación Agua Colorada y las metasedimentitas cambro-ordovícicas, y en no concordancia sobre granitos ordovícicos (Ezpeleta *et al.*, 2008; Astini *et al.*, 2009; Candiani *et al.*, 2011; 2022). La Formación Las Pircas presenta sus afloramientos en forma saltuaria y con espesores muy variables.

La Formación De la Cuesta y su equivalente lateral (Fm. La Colina), presentan una edad Moscoviense-Kunguriense, ca. 315-272 Ma (Limarino *et al.*, 2021). Ambas unidades conforman sucesiones continentales de conglomerados finos y areniscas limosas en la base, que pasan a espesas sucesiones psamíticas con megaestratificación cruzada, constituyendo una secuencia fluvio-eólica de colores predominantes rojizos (Candiani *et al.*, 2011; 2023; y referencias allí citadas). Las formaciones de la Cuesta - Colina, representan depósitos fluviales meandriformes, que pasan en transición hacia sistemas eólicos y desarrollo local de depósitos lacustres efímeros y barreales (Limarino y Spalletti, 1986; Fernández Seveso *et al.*, 1993; Limarino *et al.*, 2021). Estas unidades muestran un pasaje gradual con la subyacente Formación Las Pircas, aunque en varias localidades recubre en forma paraconcordante a las unidades metasedimentarias y graníticas que conforman el basamento cambro-ordovícico (Ezpeleta *et al.*, 2008; Astini *et al.*, 2009; Candiani *et al.*, 2011; 2022). Las formaciones de la Cuesta y La Colina presentan escasas variaciones litofaciales y de espesores, y un profuso desarrollo en las sierras del Famatina-Sañogasta.

3.1.2.2 El Grupo Paganzo en la Sierra de Maz y en el borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto Villa Unión

Hacia la región de la Sierra de Maz y en el borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, el Grupo Paganzo incluye a las formaciones **Guandacol**

(Sepurkhoviano - Bashkiriano); **Tuminico** (Sepurkhoviano - Bashkiriano); **Tupe** (Pensilvaniano), y **Patquía** (Pensilvaniano-Pérmico; Moscoviense-Kunguriense).

La Formación Guandacol (Cuerda, 1965), y su equivalente lateral hacia el sur de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, denominada Formación Tuminico (Cuerda *et al.*, 1979), se correlacionan con las formaciones Agua Colorada y Lagares (Fig.3.1). Las formaciones Guandacol y Tuminico presentan características litológicas similares, aunque en los estudios más recientes, estas unidades son mapeadas de manera separada (Colombi *et al.*, 2018). Ambas unidades sobresalen en el paisaje, por sus tonalidades verdosas oscuras y grisáceas (Fig.3.2). Las mismas están compuestas por diamictitas arenosas, areniscas y fangolitas, que forman ciclos alternantes de depósitos proglaciales resedimentados (depósito de transporte en masa) fluviodeltaicos y marinos postglaciales como turbiditas arenosas (Andreis *et al.*, 1975; Gulbranson *et al.*, 2010; Dykstra *et al.*, 2011; Valdez Buso *et al.*, 2015; Colombi *et al.*, 2018). La Formación Guandacol integra una faja de afloramientos más o menos continuos de sedimentitas clásticas de entre 500 a 1000 metros de espesor (Valdez Buso *et al.*, 2015). Estos afloramientos están dispuestos homoclinalmente hacia el este-sudeste, apoyándose discordantemente sobre el basamento cristalino Proterozoico del borde oriental de las sierras de Maz y de Las Ramaditas (Fig.3.2 A). En el anticlinal del Cerro Bola, la Formación Guandacol está presente en su núcleo, alcanzando un espesor de unos 1000 m (Valdez Buso *et al.*, 2015). Por su parte, la Formación Tuminico se apoya discordantemente sobre el basamento Ordovícico ígneo-metamórfico la sierra de Valle Fértil, aflorando a lo largo del núcleo del anticlinal Sierra Morada, y alcanzando un espesor de unos 1200 m (Colombi *et al.*, 2018). En esta región, un comentario aparte merece la discordancia angular (“discordancia Amancaesca”; López Gamundí *et al.*, 1989) que separa a la Formación Tuminico de la Formación Talampaya (Pérmico tardío-Triásico temprano). Esta discordancia (Fig. 3.2B), presenta importancia regional, pues en general a lo largo de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, la Formación Talampaya descansa sobre la Formación Patquía (o su equivalente Formación De La Cuesta), o traslapando el basamento cristalino (Caselli, 1998). Este nivel de incisión probablemente se relacione con la reactivación extensional que tuvo la falla de Valle Fértil durante el desarrollo inicial de la cuenca de rift permo-triásica (Colombi *et al.*, 2018).

La Formación Tupe (Cuerda, 1965), se correlaciona con la Formación Las Pircas (Ezpeleta *et al.*, 2008). En la Sierra de Maz (Fig. 3.2A), y en el anticlinal Cerro Bola, conforma una sucesión de conglomerados y areniscas rosadas amarillentas, y morado-

verdosas, con intercalaciones de pelitas verdes y mantos de carbón. La Formación Tupe ha sido interpretada como propia de un ambiente fluvial con zonas pantanosas asociadas, en las que se formaron carbones y pelitas laminadas (Andreis *et al.*, 1975; Tedesco *et al.*, 2010). Entre estos depósitos fluviales se intercalan, sedimentitas generadas por intrusiones marinas (Tedesco *et al.*, 2010; Spalletti *et al.*, 2023). A lo largo del borde oriental de las sierras de Maz y de Las Ramaditas (Fig. 3.2A), como así también en el Cerro Bola, la Formación Tupe yace de manera concordante sobre la Formación Guandacol, presentando un espesor de entre 700 y 170 m (Cuerda, 1965; Andreis *et al.*, 1975).

La Formación Patquía (Cuerda, 1965), se correlaciona con las formaciones de La Cuesta y La Colina (Andreis *et al.*, 1975; Limarino y Spalletti, 1986; Fernández Seveso *et al.*, 1993; Caselli, 1998; Limarino *et al.*, 2021). En la Sierra de Maz (Fig. 3.2A), y en el anticlinal Cerro Bola, conforman una sucesión de bancos rojos compuestos por limolitas, arcosas, areniscas, tobas, arcilitas, conglomerados y aglomerado (Andreis *et al.*, 1975; Caselli, 1998). La Formación Patquía, está integrada por depósitos de sistemas fluviales entrelazados y meandriformes. A su vez, en las secciones intermedias dominan los sistemas fluviales de baja energía y lacustres, mientras que en la sección superior abundan areniscas eólicas, facies lacustres evaporíticas y depósitos de flujos no encauzados (Andreis *et al.*, 1975; Caselli, 1998; Caselli y Limarino, 2002). En la región antes mencionada, la Formación Patquía sobreyace concordantemente a la Formación Tupe (Fig. 3.2A), y presenta un espesor entre los 180 m a 1090 m (Caselli, 1998; Caselli y Limarino, 2002).



Fig.3.2: A) Fotografías aéreas oblicuas del Cerro Guandacol en el extremo austral de la Sierra de Maz, con las unidades geológicas foto interpretadas. Extraída y modificada de Valdez Buso *et al.*, (2015). B) Fotografía de la discordancia angular “Amanaica” entre las formaciones Talampaya y Tuminico. Extraída y modificada de Colombi *et al.*, (2018).

3.1.3 El ciclo sedimentario - magmático Permo - Triásico Superior

Las sedimentitas triásicas de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se encuentran ubicadas al NE de la provincia de San Juan y SE de la provincia de La Rioja (Parque Provincial Ischigualasto y Parque Nacional Talampaya respectivamente) y se continúan lateralmente con asomos aislados al norte y sur. Representan un área extensa ubicada en sentido SE – NO, de 140 km de largo en sentido meridiano y aproximadamente 60 km de ancho.

Romer y Jensen (1966) cartografiaron la región de los ríos Chañares y Gualo, y describiendo con gran detalle las unidades de la cuenca (**formaciones Talampaya, Tarjados, Chañares, Los Rastros, Ischigualasto, y Los Colorados**). Bossi (1971) dividió la sucesión sedimentaria de la cuenca en dos grupos: uno basal de sedimentitas rojas con

alcance regional, que incluye las formaciones Tarjados y Talampaya, conocido informalmente como Grupo Paganzo “III” (Bodenbender 1911; Groeber y Stipanivic 1952; Stipanivic y Bonaparte 1972, 1979), y uno superior, al que designó como Grupo Agua de la Peña, conformado por las formaciones Chañares, Ischichuca, Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados. Posteriormente, Stipanivic y Bonaparte (1979) consideraron como válida a la Formación Ischichuca, ubicándola estratigráficamente entre las formaciones Tarjados y Los Rastros y conteniendo a la Formación Chañares. De esta forma esta última unidad pierde su validez. López Gamundí *et al.*, (1989) propusieron que las formaciones Ischichuca y Los Rastros representan diferentes situaciones paleogeográficas en un mismo sistema depositacional. En el análisis sobre el modelo tectonosedimentario de la cuenca, Milana y Alcober (1994) caracterizaron a las formaciones Ischichuca y Los Rastros como pertenecientes a diferentes eventos tectonosedimentarios. De acuerdo con esta interpretación, la Formación Ischichuca correspondería a la etapa de *sinrift*, mientras que la Formación Los Rastros a la etapa de *postrift*. Finalmente, Mancuso (2005), adoptó el ordenamiento estratigráfico de Romer y Jensen (1966), sustentando su propuesta mediante análisis de facies, y métodos estratigráficos secuenciales, de tal forma que el Grupo Agua de la Peña quedaría conformado (de abajo hacia arriba) por la Formación Chañares, la Formación Los Rastros, la Formación Ischigualasto y la Formación Los Colorados. Trabajos más recientes (*e.g.*, Krapovickas *et al.*, 2013; Marsicano *et al.*, 2016, Ezcurra *et al.*, 2017, entre otros) han adoptado la propuesta de Mancuso (2005), ubicando además la depositación de todo el Grupo Agua de la Peña en el Triásico tardío (Carniano-Noriano).

En esta tesis, se cartografió el Grupo Agua de la Peña (Fig. 3.1), de acuerdo a la propuesta de Mancuso (2005), y a lo establecido en el Código Argentino de Estratigrafía (1992).

3.1.3.1 Formación Talampaya

La Formación Talampaya (Romer y Jensen, 1966), de edad Pérmico tardío - Triásico temprano (Gulbranson *et al.*, 2015; Salvó Bernández *et al.*, 2023), aflora principalmente a lo largo y ancho de la Sierra de Los Tarjados (Fig.3.3). Buenas exposiciones de la unidad también pueden observarse a lo largo de la vertiente oriental de las sierras de Maz - Las Ramaditas, el Cerro Bola y la Sierra Morada (Caselli, 1998).



Fig.3.3: Fotografía aérea oblicua del Cañón de Talampaya. La línea roja discontinua marca el contacto entre las formaciones Talampaya y Tarjados. Fotografía gentileza de Julio Monguillot- Archivo DRC-APN).

Dependiendo del sector de la cuenca, la Formación Talampaya yace en disconformidad o en discordancia angular sobre Carbonífero - Pérmico (Grupo Paganzo), y en los sectores marginales de la cuenca yace en no concordancia sobre basamento cristalino (Caselli, 1998, y referencias allí citadas). El contacto superior de esta unidad es siempre con las sedimentitas triásicas de la Formación Tarjados (Fig.3.3), a través de una discordancia erosiva sobre la que se observan conglomerados con clastos rojos de la unidad basal (López Gamundi *et al.*, 1989; Caselli, 1998; Zeffass *et al.*, 2004).

La Formación Talampaya está representada por una secuencia clástica color rojo pálido, grano decreciente, dominada por brechas y conglomerados de grano grueso en la base y limolitas y arcillitas en el techo, que puede ser dividida en tres asociaciones de facies, que no siempre están presentes en todas las localidades donde aflora (López Gamundi *et al.*, 1989; Caselli, 1998; Gulbranson *et al.*, 2015). La primera facies está representada por conglomerados de tamaño variable, desde finos en algunos sectores a brechas sedimentarias gruesas en otros. La segunda está representada por areniscas y localmente conglomerados volcánicos. Finalmente, la tercera se caracteriza por areniscas medianas,

finas y fangolitas y cuerpos basálticos aislados. Las tres facies que componen esta unidad corresponden respectivamente a depósitos de abanicos aluviales, con flujos detríticos y mantos de crecientes, cubiertos por sistemas fluviales entrelazados efímeros que progradan sobre las facies lacustres efímeras.

3.1.3.2 Formación Tarjados

Romer y Jensen (1966) reconocieron una unidad de areniscas gruesas muy resistentes yaciendo sobre la Formación Talampaya, las cual denominaron Formación Tarjados (Fig.3.3). La Formación Tarjados aflora principalmente a lo largo de la sierra de los Tarjados donde presenta un espesor de entre 20 a 250 m (Romer y Jensen, 1966). También ha sido reconocida en la región de la Sierra de Maz y el Cerro Bola (Caselli 1998, Melchor 2007, Mancuso y Caselli 2012, Benavente *et al.*, 2021). Particularmente en el Cerro Bola, la Formación Tarjados alcanza unos 300 m de espesor (Melchor, 2007). Hacia el techo, la Formación Tarjados se pone en contacto a través de una discordancia erosiva con la Formación Chañares, contacto que se hace evidente por un prominente manto de silcrete de 30 a 40 cm de espesor, o por varios niveles de conglomerado de 2 a 3 m de espesor, fuertemente silicificados, con clastos redondeados de *chert* y fragmentos de basamento ígneo-metamórfico, asociados con abundantes raíces silicificadas (Milana y Alcober 1994).

La edad de la Formación Tarjados ha sido asignada al Triásico temprano-medio (Irmis *et al.*, 2022), utilizando correlaciones estratigráficas, bioestratigráficas y edades absolutas entre las unidades infra y suprayacentes.

En la región austral de la Sierra de Los Tarjados, Romer y Jensen (1966) dividieron la Formación Tarjados en dos miembros; un miembro inferior conformado por areniscas rojas y el miembro superior de areniscas predominantemente blancas. Ambos miembros presentan intercalaciones de pelitas y bancos de conglomerados. Sin embargo, en el Cerro Bola, la unidad comienza con mantos de basaltos y conglomerados con clastos rojos de la Formación Talampaya (Caselli 1998).

El paleoambiente de depositación de la Formación Tarjados ha sido interpretado como un sistema fluvial efímero, de acuerdo a los ciclos repetitivos grano y estrato decrecientes de bancos arenosos y pelíticos (Krapovickas *et al.*, 2013).

3.1.3.3 Formación Chañares

En la región austral de la Sierra de Los Tarjados, Romer y Jensen (1966) definieron la Formación Chañares (Fig.3.4). Esta unidad se trata de una sucesión de pelitas y areniscas finas, con abundante contenido tobáceo de colores blanquecinos o grises

azulados, con intercalaciones de areniscas medias a gruesas dispuestas en bancos tabulares (Rogers *et al.*, 2001; Melchor 2007; Mancuso *et al.*, 2014; Marsicano *et al.*, 2016; y Ezcurra *et al.*, 2017). Recientes dataciones de U/Pb en circones de niveles tobáceos, ubican esta unidad entre los 236,1 y 233,7 Ma, es decir, en el límite entre el Triásico medio-tardío, específicamente Carniano temprano (Marsicano *et al.*, 2016; Ezcurra *et al.*, 2017).

Las diferentes asociaciones de facies observadas en la región austral de la Sierra de Los Tarjados y Cerro Bola, han sido interpretadas como pertenecientes a sistemas fluviales-lacustres (Rogers *et al.*, 2001; Mancuso y Caselli, 2012, Mancuso *et al.*, 2014). Sin embargo, un nuevo dato geocronológico en los términos inferiores de la Formación Los Rastros en los afloramientos del Cerro Bola, permite establecer que las facies lacustres de la Formación Los Rastros se correlacionan lateralmente con la Formación Chañares en la región austral de la Sierra de Los Tarjados (Mancuso *et al.*, 2020). Esto último, permitió a Mancuso *et al.*, (2020) reinterpretar las asociaciones de facies de la Formación Chañares en la región austral de la Sierra de Los Tarjados como una planicie fangosa litoral de baja energía.

La unidad presenta un espesor de unos 75 m en el Cerro Bola, y un espesor de unos 100 m en la región austral de la Sierra de Los Tarjados (Fig.3.4). Regionalmente la Formación Chañares se apoya sobre la Formación Tarjados mediante una superficie erosiva. En algunos sectores se apoya en no concordancia sobre el basamento de la cuenca (Stipanovic y Bonaparte 1979, López Gamundi *et al.*, 1989). En sus términos cuspidales y en los sectores centrales de la cuenca, pasa tanto vertical como lateralmente a la Formación Los Rastros, mostrando una profundización de los sistemas lacustre hacia el oeste (Mancuso y Caselli, 2012; Mancuso *et al.*, 2020). En cambio, en las áreas marginales de la cuenca la unidad pasa verticalmente en forma transicional a la Formación Los Rastros.



Fig.3.4: Vista hacia el sur. Fotografía de los afloramientos de las formaciones Tarjados, Chañares y Los Rastros en el Campo de Gualo (extremo austral de la Sierra de Los Tarjados). Estas formaciones se encuentran afectadas por cuerpos volcánicos basálticos de la Formación Baldecitos (mogotes Agua Escondida y Las Mellizas). Fotografía gentileza del Dr. Lucas Fiorelli.

3.1.3.4 Formación Los Rastros

La Formación Los Rastros (*sensu* Mancuso, 2005); está caracterizada por ciclos grano- y estrato-crecientes, dominados por una alternancia de pelitas carbonosas y areniscas finas a gruesas (Milana y Alcober 1994, Milana 1998, Melchor 2007, Mancuso y Marsicano 2008, Mancuso y Caselli 2012, Mancuso *et al.*, 2020, Benavente *et al.*, 2021). Dataciones recientes de la infrayacente Formación Chañares, comprendidas entre los 236,1 y 233,7 Ma (Marsicano *et al.*, 2016 y Ezcurra *et al.*, 2017), permiten ubicar por criterios estratigráficos a la Formación Los Rastros en el Triásico tardío (Carniano; ca. 233-230 Ma). Recientemente, el exhaustivo trabajo paleobotánico de Pedernera *et al.*, (2020) confirmaron la edad Triásico tardío (Carniano).

La Formación Los Rastros aflora a lo largo de la vertiente occidental de la Sierra de Los Tarjados (Fig. 3.1), donde constituye fajas delgadas con estratificación buzante al oeste a subvertical (Fig. 3.5 A). Afloramientos de mayor extensión areal y espesor pueden observarse en la región austral de la Sierra de Los Tarjados. Hacia el borde occidental de la cuenca, la unidad se encuentra exhumada a lo largo de los anticlinales de la Sierra Morada, Cerro Rajado y Cerro Bola (Fig. 3.5 B), donde presenta espesores entre los 700 y 800 metros (Mancuso y Caselli 2012; Mancuso *et al.*, 2020, Benavente *et al.*, 2021).

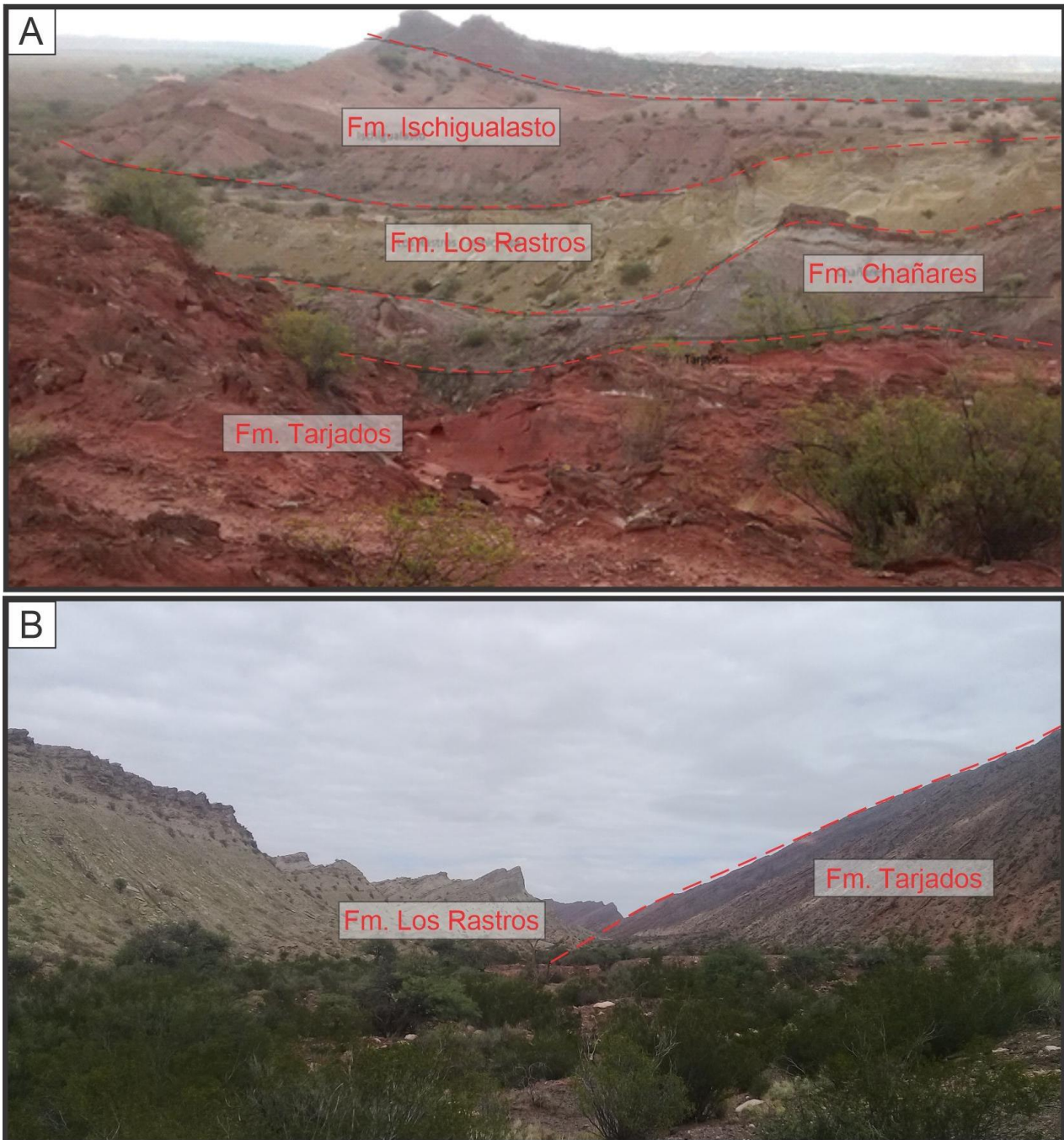


Fig.3.5: Fotografías de los afloramientos de la Formación Los Rastros. A) Vista hacia el oeste desde los afloramientos ubicados en la vertiente occidental de la Sierra de Los Tarjados (río La Caída). B) Vista hacia el sur de los afloramientos ubicados en el limbo dorsal oriental del anticlinal Cerro Bola.

La Formación Los Rastros se compone de sistemas depositacionales lacustres-deltaicos. Teniendo en cuenta los antecedentes antes citados, las pelitas grises oscuro a negro finamente laminadas han sido interpretadas como depósitos de lago abierto y de prodelta. Por su parte, los depósitos granocreciente que comienzan con una alternancia de arcillitas y limolitas con intercalaciones de bancos de areniscas, que hacia el techo son grano y estratocrecientes, han sido interpretados como depósitos de frente deltaico con

barras de desembocadura que progradan en sistemas lacustres. Con respecto a los ciclos grano-decreciente, estos han sido interpretados como depósitos de sistemas fluviales distributarios de una planicie deltaica con desarrollo de pantanos.

El contacto con la infrayacente Formación Chañares es variable en las diferentes áreas de la cuenca, aunque siempre es concordante y transicional. El contacto se reconoce por el predominio de rocas pelíticas negras sobre las tobáceas (Milana 1998, Mancuso 2005, Melchor 2007). La naturaleza del contacto del techo entre la Formación Los Rastros y la suprayacente Formación Ischigualasto es concordante y está representado por una superficie de incisión (Colombi 2007, Milana y Alcober 1994; Currie *et al.*, 2009). En la región del Parque Provincial Ischigualasto, numerosos afloramientos de la Formación Los Rastros se encuentran coronados en su techo por mantos basálticos, conocidos como Formación Baldecitos.

3.1.3.5 Formación Baldecitos (basaltos alcalinos)

El magmatismo Triásico vinculado a la etapa extensional Permo-Triásica del *synrift* de la Cuenca de Ischigualasto- Villa Unión tiene una composición básica conformando basaltos alcalinos y diabasas dispuestos en coladas, filones y lacolitos (Milana y Alcober, 1994; Page *et al.*, 1997; Castro de Machuca *et al.*, 2019). Estas rocas han sido agrupadas como Formación Baldecitos (Mozetic 1974). Este magmatismo es considerado como de baja volcánicidad, y su generación es atribuido a fusión parcial y ascenso de manto astenosférico enriquecido mediante descompresión adiabática (Castro de Machuca *et al.*, 2019).

En la zona de estudio, los afloramientos de mayor extensión superficial se encuentran inmediatamente al norte de la Sierra de Valle Fértil (Fig. 3.1; Heim, 1949; Thompson y Mitchell, 1972; Valencio *et al.*, 1975; Monetta *et al.*, 1993; Page *et al.*, 1997; Alexandre *et al.*, 2009; y Sommer *et al.*, 2018). En esta región el magmatismo basáltico está restringido entre el Triásico medio-tardío, afectando a las formaciones Talampaya, Chañares, Los Rastros e Ischigualasto (Castro de Machuca *et al.*, 2019 y referencias allí citadas). Por lo contrario, hacia el sector del Cerro Bola-Sierra de Maz (Fig. 3.1), se observan importantes afloramientos en forma de coladas hacia la base y techo de las formaciones Talampaya (Fig. 3.6 A; de la Mota, 1946; Andreis, 1969; Yrigoyen y Stover, 1970; Caselli, 1998). Esta observación implica proponer una edad relativa Pérmico tardío-Triásico temprano para dichas coladas. Hasta la fecha no se han reportado edades geocronológicas absolutas en dichos afloramientos.

Al sur de la Sierra de Los Tarjados (Fig. 3.1), aparecen numerosos cuellos de volcanes monogénicos, como los “Mogotes” Mellizos, Agua escondida (Figs. 3.4; 3.6 B), y Gualo, junto con diques subverticales y filones capa interestratificados con sedimentitas triásicas (Romer y Jensen, 1966). Debido a que esos afloramientos basálticos son discordantes a las formaciones Talampaya y Tarjados, se presume una edad Triásico medio-tardío sugiriendo cierta afinidad con los afloramientos ubicado al norte de la Sierra de Valle Fértil.

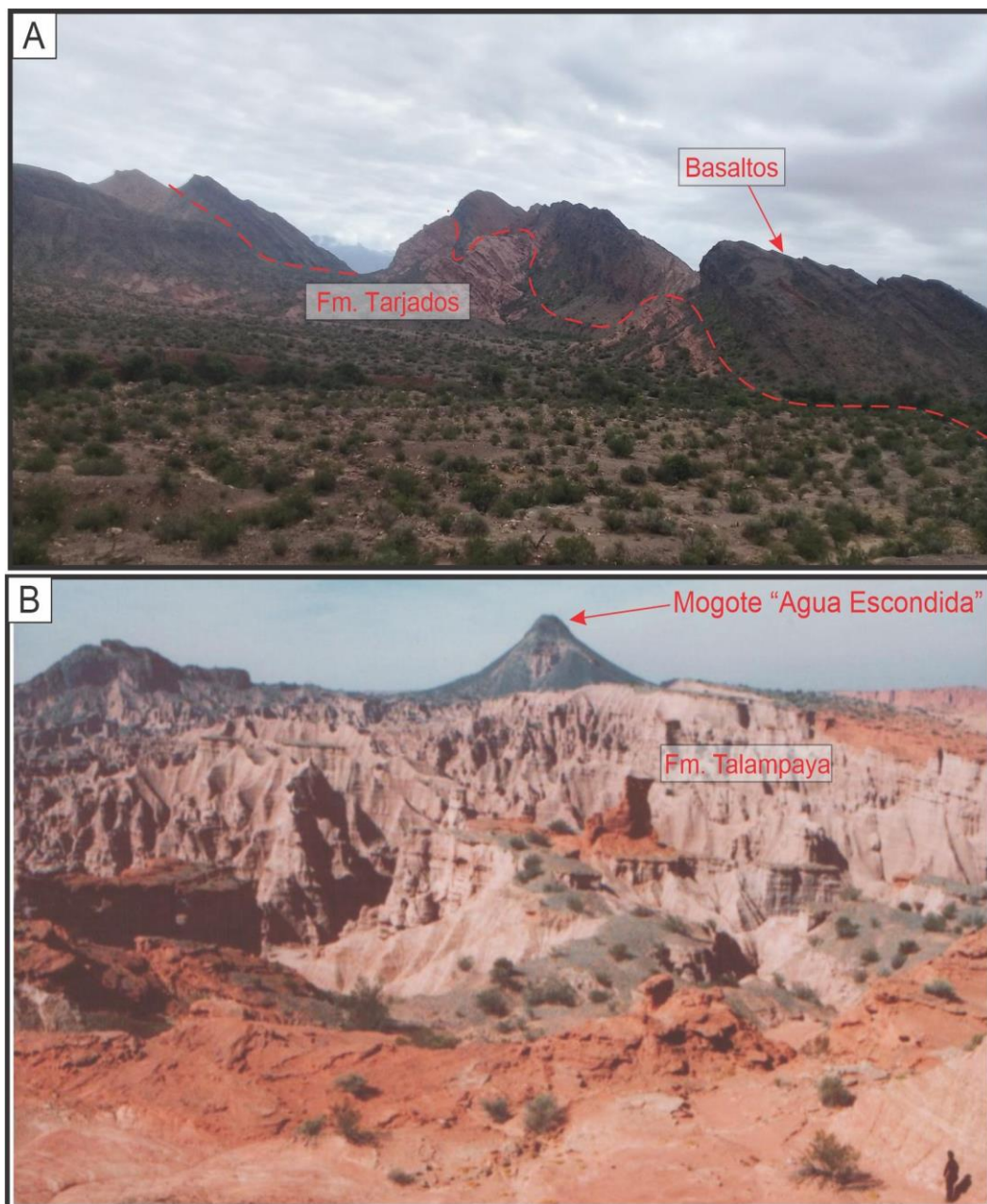


Fig.3.6: Afloramientos de la Formación Baldecitos. A) Colada basáltica en el anticlinal Cerro Bola, apoyada sobre la Formación Tarjados. B) Cuello volcánico “Agua Escondida” en el extremo austral de la Sierra de Los Tarjados. Fotografía extraída y modificada de Caselli, 2008.

Siguiendo a Page *et al.*, (1997); Alexandre *et al.*, (2009); y Sommer *et al.*, (2018), las rocas de las coladas lávicas se caracterizan por sus texturas de granulometría muy fina, vesículas y amígdalas con alveolos rellenos con calcita, sílice, zeolitas o cloritas. Los filones capa presentan rocas con granulometrías finas a medias, con texturas ofíticas a subofíticas. Los basaltos que yacen como diques presentan granulometrías finas a gruesas y son interpretados como canales de alimentación. Composicionalmente se trata de basaltos formados por fenocristales de olivino, frescos o reemplazados total o parcialmente por asociaciones pseudomorfas de arcillas y cloritas, a veces con iddingsita. Además, estas rocas presentan un clinopiroxeno rico en Ca, principalmente augita, tanto en fenocristales, como en la pasta. Por otra parte, también presentan labradorita y abundante magnetita. Como minerales accesorios aparecen apatita, magnetita- ilmenita y feldespatos alcalinos. Un dato interesante obtenido como resultado del relevamiento de campo, realizado sobre los basaltos del Cerro Bola (Fig. 3.6 A), es la presencia de xenolitos de peridotita, los cuales podrían resultar de interés para el estudio de las características del manto superior durante el Triásico.

3.1.3.6 Formación Ischigualasto

La Formación Ischigualasto (Frengüelli, 1944), asignada al Carniano (ca. 230-221 Ma; Martínez *et al.*, 2011; Desojo *et al.*, 2020; Irmis *et al.*, 2022), presenta una distribución areal similar que la infrayacente Formación Los Rastros. Los mejores afloramientos están a lo largo del borde occidental de la cuenca (Fig. 3.7 A), donde presentan espesores de entre 400 a 1000 m (Colombi *et al.*, 2012, 2017; Desojo *et al.*, 2020). También se observan afloramientos muy reducidos en la Sierra de Los Tarjados (Fig. 3.7 B), con espesores de entre 50 a 175 m (Romer y Jensen, 1966). Esto último es consistente con el reducido espacio de acomodación generado en el margen pasivo del hemigraben del *rifting* Triásico (Milana y Alcober 1994).

A lo largo del borde occidental de la cuenca, la Formación Ischigualasto fue estudiada en detalle y dividida en cuatro miembros, denominados de base a techo como: **La Peña, Cancha de Bochas, Valle de la Luna y Quebrada la Sal** (Currie *et al.*, 2009; Colombi *et al.*, 2017). Los miembros se diferenciaron por la arquitectura depositacional, por los paleosuelos y la caracterización tafonómica de su paleoflora y paleofauna (Tabor *et al.*, 2006, Currie *et al.*, 2009, Colombi y Parrish 2008, Colombi *et al.*, 2012, 2017). En conjunto, la Formación Ischigualasto es interpretada como un sistema fluvial entrelazado depositado sobre una superficie de incisión que la separa de la Formación Los Rastros, con pequeñas

transgresiones lacustres en el sector central de la cuenca. Estos depósitos fueron rápidamente cubiertos por un espeso paquete de sedimentitas fluviales de sistemas anastomosados y meandriformes con importante desarrollo de paleosuelos, bajo un clima semiárido fuertemente estacional (Tabor *et al.*, 2006, Currie *et al.*, 2009, Colombi y Parrish 2008, Colombi *et al.*, 2012, 2017).

El Miembro La Peña marca el inicio de la unidad y comienza con un espeso conglomerado y areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada que forman fajas de canales entrelazados seguidas por niveles pelíticos tobáceos verdosos con desarrollo de suelos arcillosos y cuerpos de areniscas lenticulares aislados.

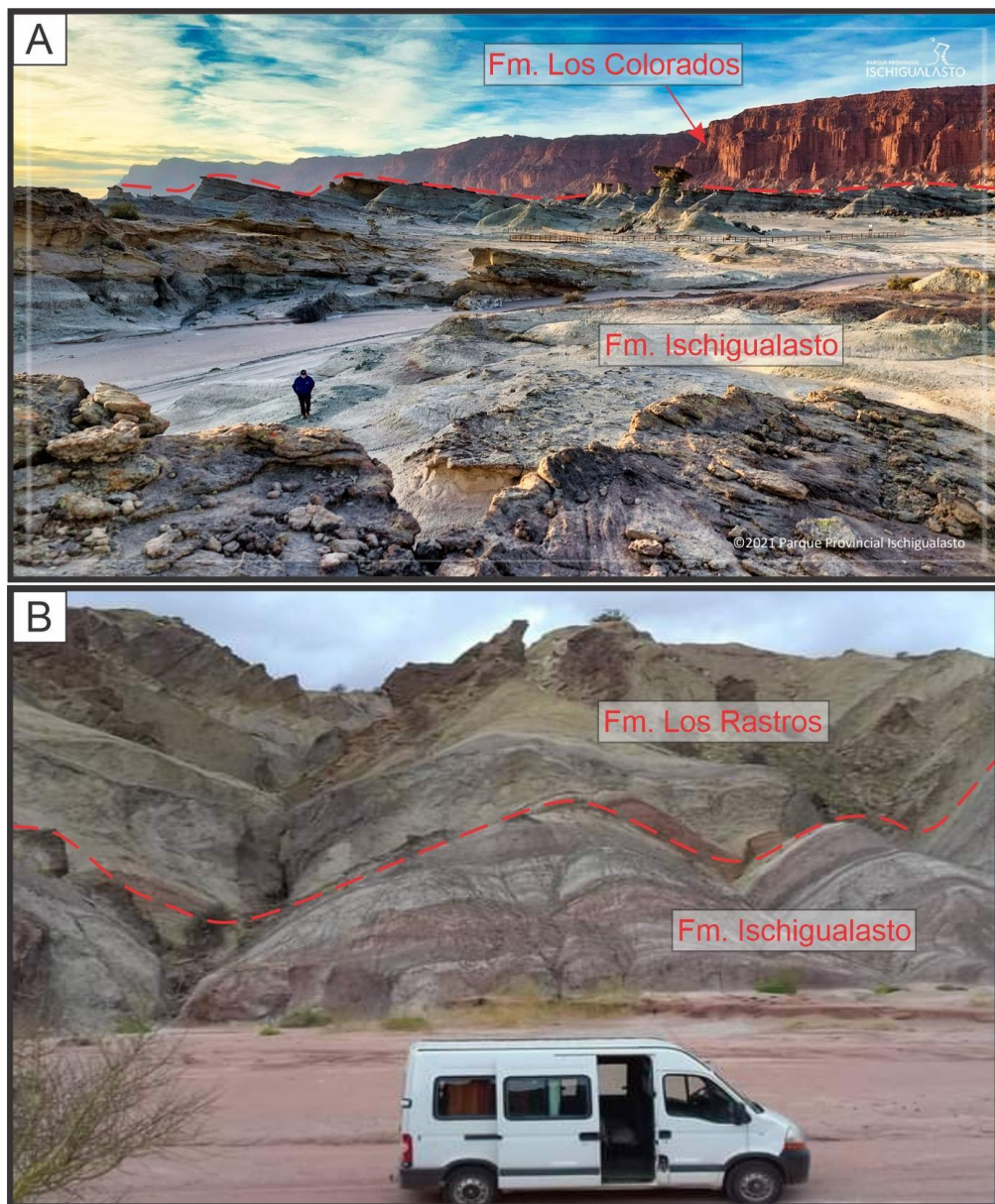


Fig.3.7: Afloramientos de la Formación Ischigualasto. A) Afloramientos de la Formación Ischigualasto en el anticlinal Sierra Morada o la Hoyada de Ischigualasto. Créditos: Parque Provincial Ischigualasto. B) Afloramientos de la Formación Ischigualasto en el extremo austral de la Sierra de Los Tarjados (Quebrada del Arco Iris). Nótese la marcada diferencia de espesores entre ambas regiones.

El Miembro Cancha de Bochas varía lateralmente en los diferentes afloramientos. En las zonas marginales de la cuenca se caracteriza por su gran proporción de pelitas varicolores con desarrollo de diferentes tipos de suelos con dominio de calcisoles (Tabor *et al.*, 2006), intercaladas con cuerpos de areniscas aislados con estratificación entrecruzada. Sin embargo, en la zona occidental de la cuenca se reconocen sucesiones grano estrato crecientes de pelitas laminadas con niveles carbonosos que gradan a areniscas tabulares.

El Miembro Valle de la Luna, con poca variación lateral a lo largo de toda la extensión de la cuenca, se caracteriza por una sucesión de pelitas tobáceas varicolores con abundante desarrollo de suelos principalmente arcillosos (Tabor *et al.*, 2006), algunos niveles de tobas retrabajadas y cuerpos tabulares o lenticulares de areniscas con estratificación entrecruzada que aparecen aislados y luego tienden a amalgamarse hacia los 350 m de espesor de la sucesión.

El Miembro Quebrada de la Sal se caracteriza por la intercalación en proporciones similares de pelitas varicolores con desarrollo de suelos inmaduros y areniscas tabulares con estratificación entrecruzada y masiva.

3.1.3.7 Formación Los Colorados

La Formación Los Colorados (Groeber y Stipanivic, 1952), asignada al Noriano (ca. 221-213 Ma; Kent *et al.*, 2014), aflora ampliamente a lo largo del borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Fig. 3.7 A), donde presenta espesores de entre los 800-600 m (Stipanivic y Bonaparte 1979, Milana y Alcober 1994, Kent *et al.*, 2014, Santi Malnis *et al.*, 2020). Hacia el extremo austral de la Sierra de Los Tarjados, los afloramientos son más reducidos, alcanzando los 95 m de espesor (Romer y Jensen 1966).

La base de la unidad está representada por un contacto transicional con la infrayacente Formación Ischigualasto (Milana y Alcober 1994). El techo representa la finalización de la sedimentación triásica en la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, y está representado por una disconformidad y/o discordancia levemente angular que la separa de la Formación Cerro Rajado, de probable edad Jurásica o Cretácica (Stipanivic y Bonaparte 1979, Santi Malnis *et al.*, 2020).

La Formación Los Colorados representa una clásica sucesión de bancos rojos continentales. Está compuesta por areniscas gruesas-medianas, y en menor proporción conglomerados con estratificación entrecruzada en cuerpos tabulares y lentiformes. A su vez, presenta sucesiones métricas ligeramente granocrecientes y/o granodecrescentes con

escasas pelitas y areniscas finas masivas con laminación ondulítica (Caselli *et al.*, 2001, Santi Malnis *et al.*, 2020).

Los depósitos de la Formación Los Colorados son interpretados como sistemas fluviales que variaron en el tiempo y de manera repetitiva (Caselli *et al.*, 2001, Santi Malnis *et al.*, 2020). En la formación se observan sistemas monocanalizados de alta sinuosidad con arreglos granodecrecientes, con facies de planicies de inundación dominadas por acreción vertical, que son interpretadas como sistemas meandriformes. También han sido interpretados sistemas multicanalizados con extensas planicies de inundación y paleosuelos, con buen desarrollo de lóbulos de desbordamiento que dan lugar a sucesiones granocrecientes (Caselli *et al.*, 2001, Santi Malnis *et al.*, 2020).

3.1.4 Sedimentación jurásica-cretácica?

Probablemente durante el Jurásico, y el Cretácico, como se evidencia al sur de la Sierra de Valle Fértil se desarrollaron otros pulsos extensionales de retroarco (Ramos, 1988; Mpodozis y Ramos, 1990; Schmidt *et al.*, 1995). En este contexto, la Formación Cerro Rajado (Stipanivic y Bonaparte, 1972), la cual presenta dos ciclos grano-estrato decrecientes (Bossi, 1977), podría ser interpretada como un depósito vinculado a una reactivación del régimen extensional en la región, posiblemente retrabajando las mismas estructuras que estuvieron activas durante el Triásico (Candiani *et al.*, 2022). Sin embargo, hasta la fecha no hay evidencias de un evento extensional posterior al Triásico tardío. No obstante, el espesor reducido de esta unidad, cuya edad no ha sido aún determinada mediante métodos geocronológicos absolutos, sugiere un periodo de quiescencia tectónica durante el Jurásico-Paleógeno, asociado a eventos erosionales y/o no depositacionales en un contexto topográfico cuasi-plano (e.g., Martina *et al.*, 2021; Boschman, 2021).

3.1.4.1 Formación Cerro Rajado

Su denominación formal se debe a Stipanivic y Bonaparte (1972). Inicialmente se la denominó Formación Las Bandurrias (Bonaparte *et al.*, 1967). Por su posición estratigráfica y su similitud con el Grupo El Gigante (San Luis), inicialmente se le asignó una edad cretácica inferior (Yrigoyen, 1975; Bossi, 1977). Más recientemente, Martínez (2002) le asignó una edad jurásica inferior, debido a las similitudes litofaciales y paleoambientales con la Formación Cañón del Colorado en la Sierra de Mogna (Precordillera Oriental), la cual presenta sauropodomorfos típicos del Jurásico temprano. Hasta la fecha la edad de la

Formación Cerro Rajado es materia de discusión, careciéndose de datos geocronológicos absolutos y contenido fosilífero.

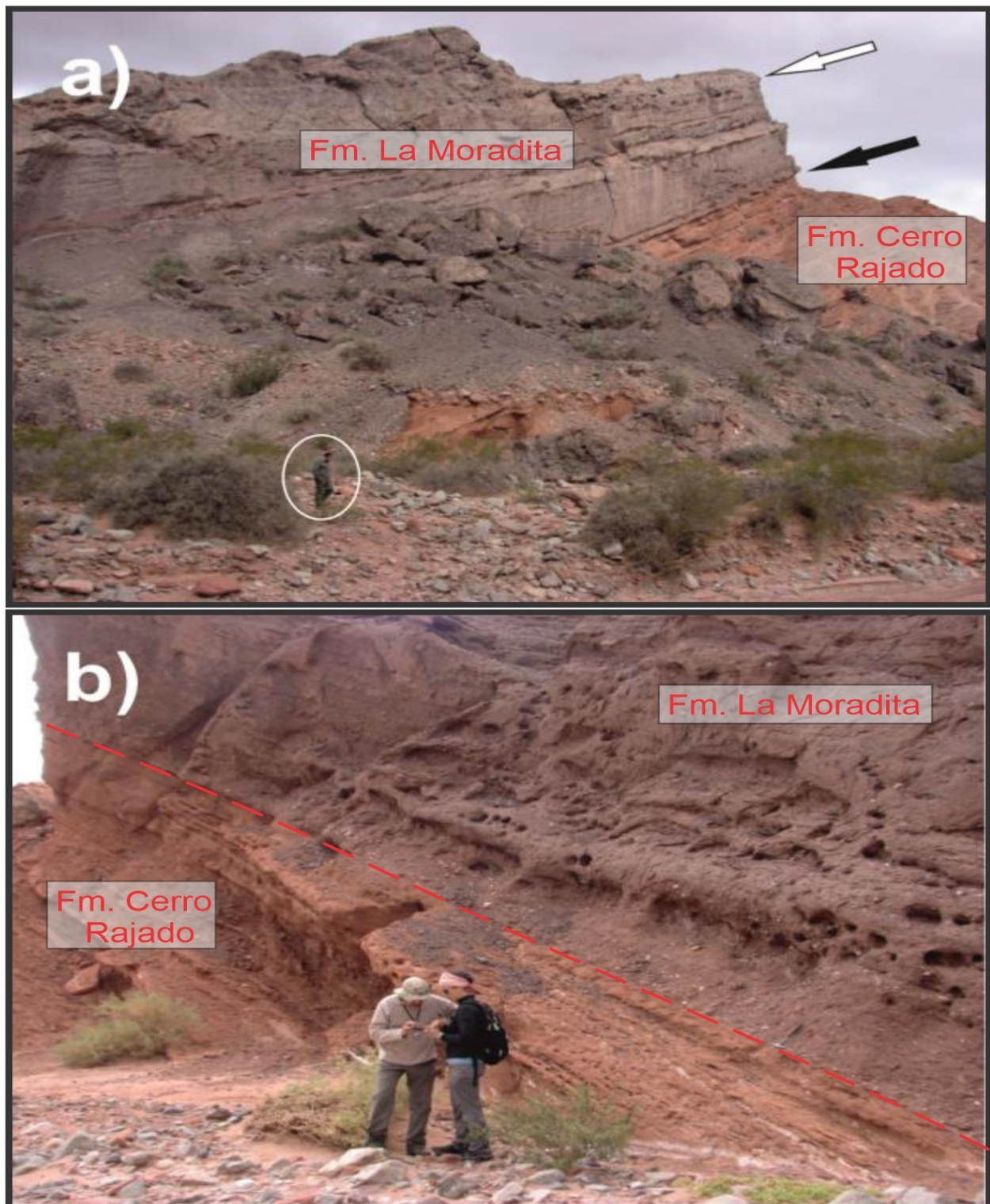


Fig.3.8: Afloramientos de las formaciones Cerro Rajado y La Moradita en la Quebrada del Cerro Rajado o Moradita (-29.743222; -68.217717). a) Vista panorámica hacia el sur mostrando la yacencia en contacto neto de la Formación La Moradita sobre la Formación Cerro Rajado (flecha negra). La flecha blanca marca el contacto entre los dos miembros informales definidos por Astini *et al.*, (2017). b) Sección basal de la Formación La Moradita sobre la margen norte de la Quebrada de la Salina o Moradita. Nótese el contacto neto erosivo que la separa de la Formación Cerro Rajado. Fotografías extraídas y modificadas de Astini *et al.*, (2017).

La Formación Cerro Rajado yace en disconformidad sobre la Formación Los Colorados. Parker (1974) distinguió en la Formación Cerro Rajado dos miembros; uno conglomerádico y otro arcilloso. Luego, Bossi (1977) presentó una detallada descripción de la unidad mediante doce perfiles a lo largo de toda la extensión de sus afloramientos, proponiendo la sección y área tipo en el Paso Lamas (29°41'07"S, 68°17'57"W). Pocos aportes se realizaron después de la propuesta de Bossi (1977), contando sólo con aisladas menciones.

Los afloramientos se encuentran a lo largo de la vertiente oriental de la Sierra Morada, el Cerro Rajado y el extremo sur del Cerro Bola, formando una faja estrecha de entre 20 a 100 metros de espesor sobre los afloramientos de la Formación Los Colorados. Los depósitos de la Formación Cerro Rajado se caracterizan por presentar bancos métricos de conglomerados grises a rojizos, y bancos de pelitas y areniscas finas pardo rojizas anaranjadas finamente laminadas (Fig. 3.8). Estos depósitos forman al menos dos ciclos de conglomerados intercalados entre las facies finas. Siguiendo a Bossi (1977), la facies de conglomerados presenta clastos de composición mayoritariamente metamórfica, con menor proporción de rocas ígneas y sedimentarias, entre las que se distinguen areniscas rojas de la Formación Los Colorados. La facies de areniscas limosas y limolitas arenosas, presenta laminación paralela, frecuentes grietas de desecación, y lentes de conglomerados finos de composición y textura similar a la facies conglomerádicas. También se observan ondulitas asimétricas, laminación convoluta, y yeso sinsedimentario (bochas), y de origen diagenético (venillas).

Los depósitos de la Formación Cerro Rajado son interpretados como sistemas fluviales efímeros con interacción con depósitos aluviales de playas fangosas-salinas bajo un clima árido - semiárido (Bossi, 1977).

3.1.5 El ciclo volcano-sedimentario Neógeno - Pleistoceno (revisión y actualización)

La persistencia de la sedimentación clástica, evaporítica y volcanoclástica, con pulsos localizados de actividad volcánica durante el Mioceno-Pleistoceno, hacen a la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión una región sumamente interesante para el estudio de los procesos tectónicos y paleoambientales que modelaron el antepaís de los Andes Centrales del Sur (e.g., Malizzia *et al.*, 1995; Jordan, 1995; Cardozo y Jordan, 2001; Georgieff *et al.*, 2009; DeCelles, 2012; Stevens Goddard y Carrapa, 2018; Lemos Santos

et al., 2019; Mardonez *et al.*, 2020; Stevens Goddard *et al.*, 2020, entre otros).

En la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, las formaciones Cerro Rajado y Los Colorados son cubiertas por más de 2000 m de depósitos fluviales, aluviales, eólicos, volcánicos y volcanoclásticos (Parker, 1974; Bossi, 1977; Malizzia, 1987; Malizzia *et al.*, 1995; Astini *et al.*, 2017). Estos depósitos presentan una amplia continuidad lateral en el subsuelo de la cuenca (Georgieff *et al.*, 1994; Rosello *et al.*, 1997; Ruiz e Introcaso, 1999; Canelo *et al.*, 2022), aspecto que es analizado en el Capítulo 4.

Las mejores exposiciones de estos depósitos se encuentran a lo largo de la vertiente oriental del Cerro Bola, Cerro Rajado, y la Sierra Morada (Fig.3.1). En esos sectores los depósitos han sido estudiados a lo largo de varios perfiles estratigráficos por los autores antes citados (Fig. 3.9). También se observan buenas exposiciones a lo largo de las Lomadas de Puerto Alegre - Los Loros, y a lo largo de la vertiente occidental de la Sierra de Los Tarjados (Figs. 3.1, 3.9).

La primera propuesta estratigráfica formal de las unidades neógenas (Tabla 3.1), se atribuye a Parker (1974), quien creó el Grupo del Cerro Overo integrado por las formaciones “Las Bandurrias” (Fm. Cerro Rajado) y **Quebrada del Médano** (Parker, 1974). Posteriormente, Bossi (1977) señaló la inviabilidad de esta propuesta, ya que entre ambas formaciones existe un hiatus considerable, proponiendo, además, la **Formación Río Mañero** como un equivalente lateral de la Formación Quebrada del Médano hacia el sur de la cuenca (Tabla 3.1). Teniendo en cuenta estos antecedentes, Malizzia (1987) realizó un exhaustivo trabajo sedimentológico-estratigráfico a lo largo de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, proponiendo así el **Grupo Alto de San Nicolás** (Tabla 3.1). Este grupo, está constituido desde la base hasta el tope por la Formación Río Mañero y su equivalente lateral, la Formación Quebrada de Médano, siendo ambas unidades cubiertas por la **Formación Desencuentro** (Malizzia, 1987; Tabla 3.1). El Grupo Alto de San Nicolás, cuenta con datos geo-termocronológicos y magnetoestratigráficos (Reynolds 1987; Tabbutt 1987, 1989, Malizzia *et al.*, 1995; Lemos-Santos *et al.*, 2019), que permiten establecer una edad de depositación entre los ~20 y 5 Ma.

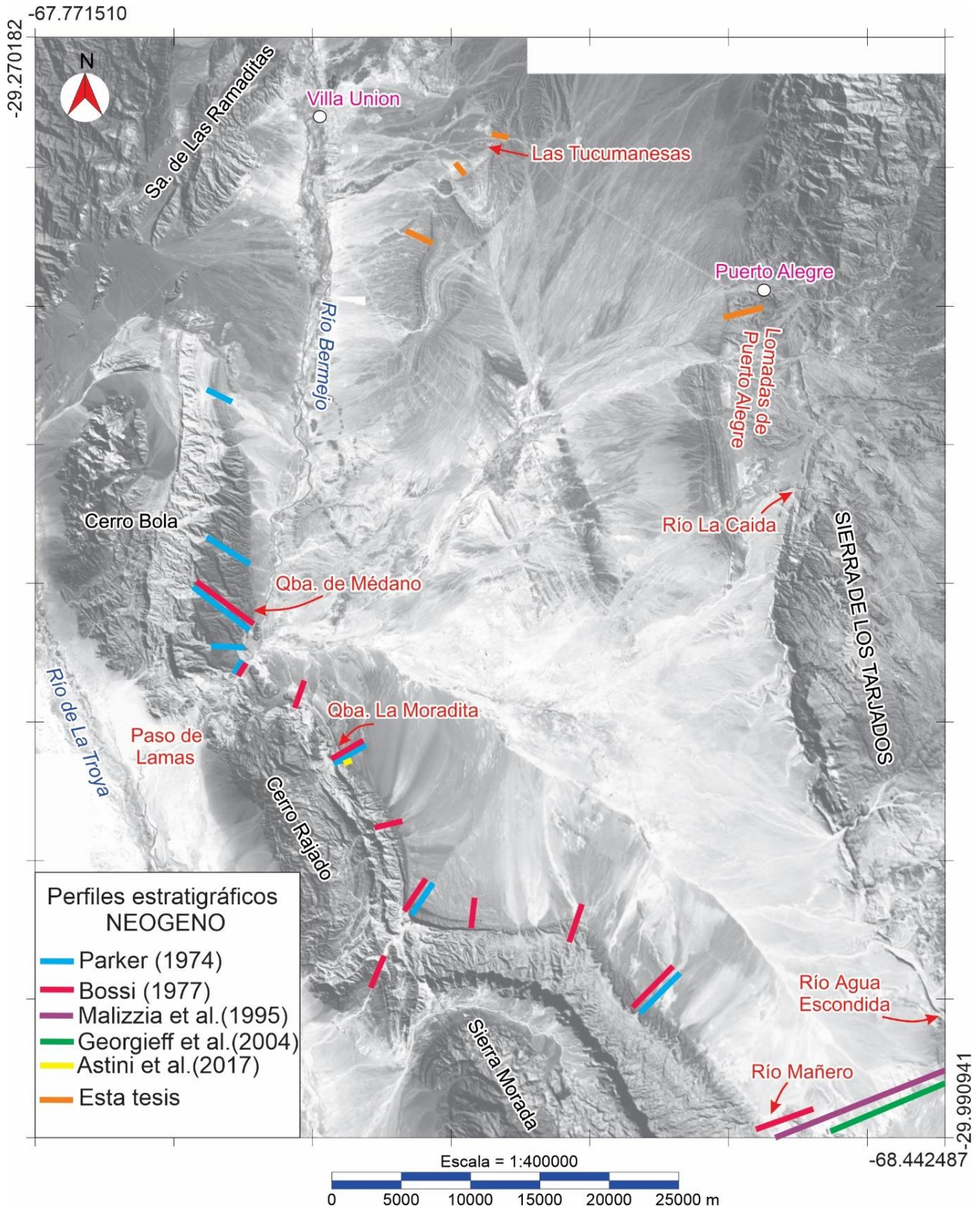


Fig.3.9: Mapa de los diferentes perfiles estratigráficos de las unidades neógenas relevadas por diferentes autores y en esta tesis, a lo largo y ancho de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

Más recientemente, Astini *et al.*, (2017) definieron la **Formación La Moradita** (Tabla 3.1), la cual fue previamente asignada a los términos basales de la Formación Quebrada del Médano (Parker, 1974; Bossi, 1977; Malizzia, 1987). Parker (1974) describió esta

unidad, y la denominó como el “Miembro Conglomerados Volcánicos”. Posteriormente, Bossi (1977), cambió la denominación de “Miembro Conglomerados Volcánicos” por “Facies QM2” (Tabla 3.1), y luego Malizzia (1987) propuso la “Facies QM1” (Tabla 3.1) para referirse tanto al “Miembro Conglomerados Volcánicos”, o a la “Facies QM2”. Astini *et al.*, (2017), mediante un detallado estudio sedimentológico, estratigráfico y geocronológico, le otorgaron carácter formacional a este Miembro o Facies informal, lo que permitió ubicar a esta unidad en el Mioceno Inferior ca. 20-18 Ma.

Hacia el norte y noreste de la cuenca, y como resultado del trabajo de campo desarrollado en esta tesis, se reconocen afloramientos conglomerádicos que son asignados a la **Formación Santa Florentina** (De Alba, 1979; Tabla 3.1), los cuales se disponen en contacto transicional sobre la Formación Desencuentro.

La Formación Santa Florentina es analizada desde el punto de vista sedimentológico en los apartados 3.2.1 y 3.2.3. De esta manera, la sucesión miocena-pleistocena, se compone desde la base hasta el techo por la Formación La Moradita, la Formación Quebrada del Médano, y su equivalente lateral; la Formación Río Mañero (Tabla 3.1). Estas dos últimas unidades son cubiertas por la Formación Desencuentro, la cual hacia el sector central y nororiental de la cuenca yace por debajo de la Formación Santa Florentina (Tabla 3.1). Todas estas unidades están parcialmente cubiertas por sedimentos cuaternarios aluviales, fluviales y eólicos, los cuales son descritos y analizados en detalle por Fauqué *et al.*, (2020), y Candiani *et al.*, (2022).

Trabajo	Parker (1974)	Bossi (1977)	Malizzia (1987)	Astini et al. (2017)	Esta Tesis	Esta Tesis	Esta Tesis	Esta Tesis
Ubicación	Borde Occidental de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión	Borde occidental y sur de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión	Borde occidental y sur de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión	Borde occidental y sur de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión	Borde norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión	Borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión	Borde nororiental de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión	Borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión
Edad					<i>Las Tucumanesas</i>	<i>rio La Caída</i>	<i>Puerto Alegre</i>	<i>rio Agua Escondida</i>
Pleistoceno 2,58-0,0117 Ma					Fm. Santa Florentina	Fm. Santa Florentina	Fm. Santa Florentina	
Plioceno 5,3-2,5 Ma					Fm. Desencuentro	Fm. Desencuentro	Fm. Desencuentro	
NEOGENO								
Mioceno 23,03-5,3 Ma								
PALEOGENO								
Oligoceno 33,9-23 Ma								
Eoceno 56-33,9 Ma								
Paleoceno 66-56 Ma								
Cretácico 145-66 Ma								
Jurásico 201-145 Ma								
Triásico 251-201 Ma								

Tabla 3.1: Comparación del ordenamiento estratigráfico y nomenclatura triásica-neógena utilizada por diversos autores en diferentes sectores de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Esta tabla o cuadro incluye el nuevo e inédito ordenamiento estratigráfico propuesto en esta tesis para el sector norte y nororiental. Las letras en color rojo representan los miembros o facies definidos por diversos autores. Los recuadros en color gris representan los hiatus entre las unidades. El signo de interrogación representa los límites geocronológicos inciertos e inferidos de la Formación Cerro Rajado.

3.1.5.1 Formación La Moradita

La Formación La Moradita (Astini *et al.*, 2017), ha sido cartografiada principalmente a lo largo de la vertiente oriental del Cerro Rajado (Fig. 3.1). Sin embargo, los trabajos de Parker (1974), Bossi (1977), y Malizzia (1987), muestran claramente que la Formación La Moradita se extiende también a lo largo de la vertiente oriental del Cerro Bola. Considerando estos antecedentes, y ante la ausencia de un mapa geológico preciso, la cartografía geológica propuesta en esta tesis intenta definir los contactos y extensión regional de esta unidad de la mejor manera posible (Fig. 3.1). Esto es en gran parte favorecido por su coloración morada y su baja erodabilidad, contrastando con los colores rojizos de la Formación Los Colorados, y los colores amarronados y rojizos anaranjados de la Formación Cerro Rajado, sobre la cual apoya (Fig. 3.8 A-B).

Astini *et al.*, (2017), llevó a cabo un análisis sedimentológico, estratigráfico y geocronológico mediante dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en diversos bloques de andesitas que componen la Formación La Moradita. De acuerdo a estos autores, la Formación La Moradita presenta un espesor de entre 10 a 80 m, en donde se encuentra preservado un evento volcánico localizado que ocurrió entre ca. 20-18 Ma.

Los afloramientos de la Formación La Moradita en la localidad tipo (Quebrada La Moradita o Cerro Rajado; Fig. 3.9), presentan dos grandes grupos de asociaciones de facies (Fig. 3.10); 1) una asociación volcanoclástica inferior (piroclástica), y 2) una asociación epiclástica volcanogénica superior (Astini *et al.*, 2017). La asociación volcanoclástica inferior (Fig. 3.10), está compuesta por un intervalo de aglomerados y brechas volcánicas gruesas a lapillíticas bien estratificadas. Por lo contrario, la asociación de facies superior (Fig. 3.10), se compone de conglomerados de bloques y brechas desorganizadas dispuestos en bancos muy gruesos a medianos. También se reconocen conglomerados organizados, arenosos y lenticulares, con contactos netos planares, con buen redondeamiento de componentes y cuñas de areniscas sabulíticas con estratificación cruzada. Además, esta asociación contiene en forma minoritaria fangolitas limosas moradas dispuestas en particiones discontinuas o parches irregulares entre los bancos conglomeradicos.

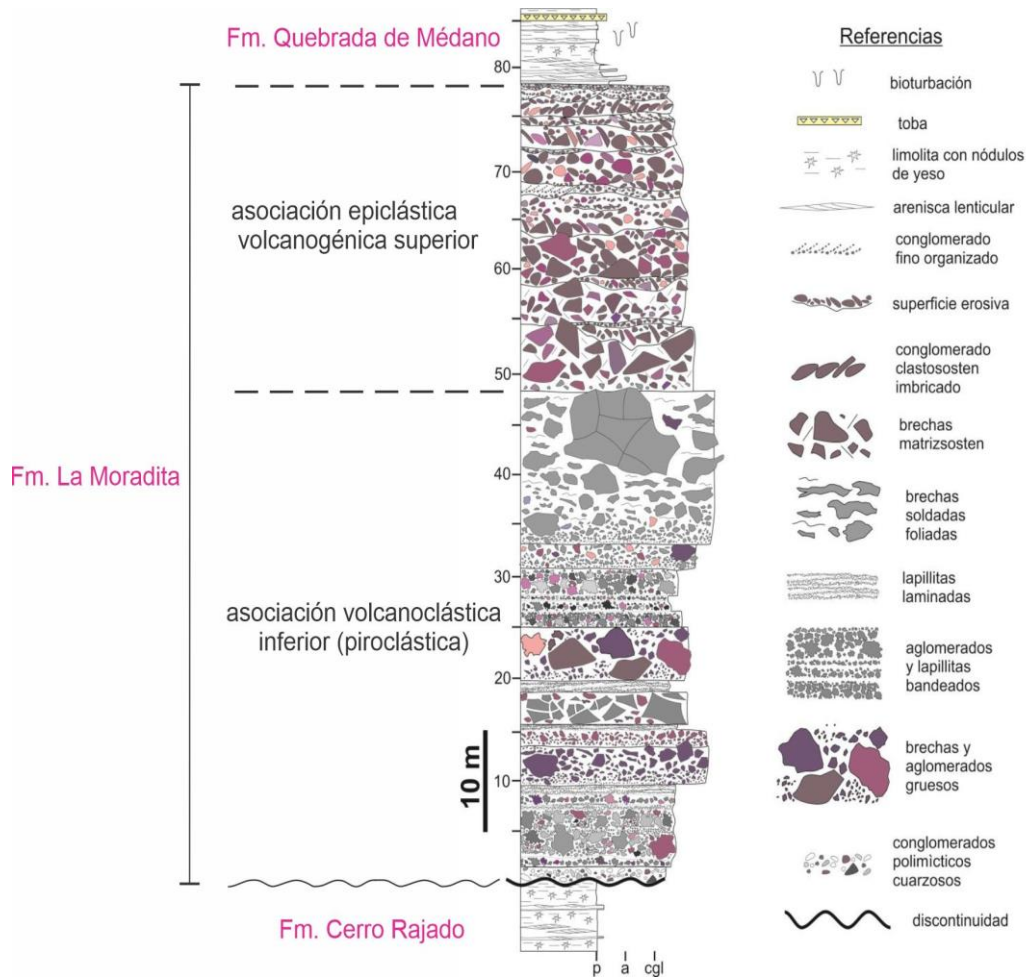


Fig.3.10: Columna estratigráfica de la Formación La Moradita en la quebrada homónima. Nótese la división en dos miembros informales, uno inferior de carácter netamente volcaniclástico (piroclástico) y uno superior de carácter epiclástico (volcanogénico). Extraído y modificado de Astini *et al.*, (2017).

3.1.5.2 Formación Quebrada de Médano

La Formación Quebrada del Médano, ha sido cartografiada a lo largo de las vertientes orientales del Cerro Bola y el Cerro Rajado (Fig.3.1). El contacto basal de la Formación Quebrada del Médano es variable. En el sector norte del Cerro Rajado se observa una relación de contacto mediante una discordancia angular con las formaciones Los Colorados y Cerro Rajado (Figs. 3.11 A; 3.12), donde la angularidad alcanza los 20° E -NE, decreciendo en 8° a 11° E -NE en el Cerro Bola (Parker, 1974; Bossi, 1977; Caselli *et al.*, 2001). En gran parte del Cerro Bola, la Formación Cerro Rajado es suprimida por la discordancia angular, que pone en contacto directo la Formación Quebrada de Médano con la Formación Los Colorados (Fig.3.12). En sector central de la vertiente oriental del Cerro Rajado, la Formación Quebrada de Médano yace de manera concordante sobre la Formación La Moradita, mientras que hacia el sur se interdigita con la Formación Rio Mañero (Parker 1974; Bossi 1977; Malizzia 1987).

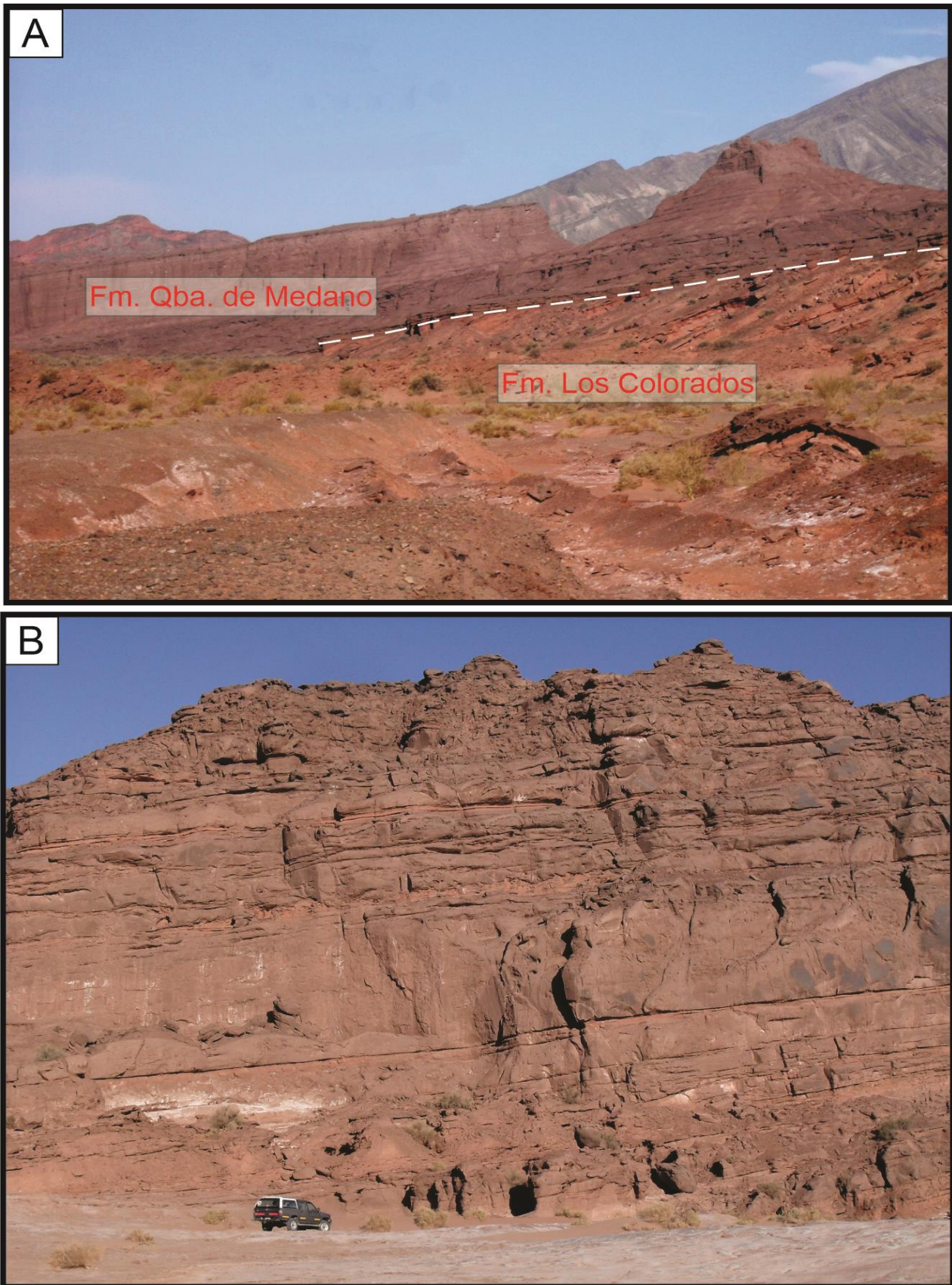


Fig.3.11: Afloramientos de la Formación Quebrada de Médano en el Paso de Lamas. A) Fotografía de la discordancia angular (línea blanca discontinua) que separa la Formación Los Colorados con respecto a la Formación Quebrada de Médano. B) Fotografía de los bancos tabulares de areniscas gruesas a medias del Miembro Superior (QM3) de la Formación Quebrada de Médano.

De acuerdo al reordenamiento estratigráfico propuesto por Astini *et al.*, (2017), la edad de la base de la Formación Quebrada de Médano puede ser estimada en ~20 Ma. Por su parte, la edad mínima puede ser estimada en ~13 Ma de acuerdo a la población más joven de circones ígneos datados en la muestra P001 (Fig. 3.13; Lemos-Santos *et al.*, 2019), ubicada en proximidad al techo de la unidad (Fig. 3.12).

La definición de la Formación La Moradita, implica eliminar el “Miembro Conglomerados Volcánicos” de Parker (1974), o la “Facies QM2” de Bossi (1977), o la “Facies QM1” de Malizzia (1987). Así, la Formación Quebrada de Médano quedaría compuesta por las “Facies QM2” y “Facies QM3” propuestas por Malizzia (1987). En esta tesis se prefiere denominar a las Facies QM2 y QM3, como dos miembros informales; **Miembro Inferior** (=QM2), y **Miembro Superior** (=QM3); (Fig. 3.12).

La columna estratigráfica relevada por Malizzia (1987), en la localidad tipo de la Quebrada de Médano (Fig. 3.12), muestra que el espesor que presenta la Formación Quebrada de Médano es de unos 210 m. Este espesor es parcial debido a que el miembro superior se encuentra cubierto por los sedimentos fluviales del río Bermejo (Fig. 3.12). Sin embargo, las reconstrucciones de espesores a partir de datos de rumbo y buzamiento en estratos a lo largo de transectas estructurales (Capítulo 6) permiten reconstruir espesores de entre 400 y 900 metros.

De acuerdo a Malizzia (1987), el Miembro Inferior de la Formación Quebrada de Médano tiene unos 90 metros de espesor (Fig. 3.12), y está compuesto principalmente por areniscas finas, y en menor proporción por fangolitas, areniscas medias a gruesas y lentes de conglomerados intercalados en los bancos pelíticos. En proximidad a la base sobresalen varios niveles de yeso macizo y tobas verdosas con un espesor promedio de 5 cm. Las areniscas forman bancos tabulares rojizos y grisáceos de entre 1 a 5 metros de espesor. Los bancos presentan bases planas e irregulares. Internamente presentan laminación *flaser*, ondulada y convoluta. Esto bancos se encuentran intercalados entre fangolitas limosas de color castaño rojizo que forman bancos tabulares de 1 a 3 metros de espesor.

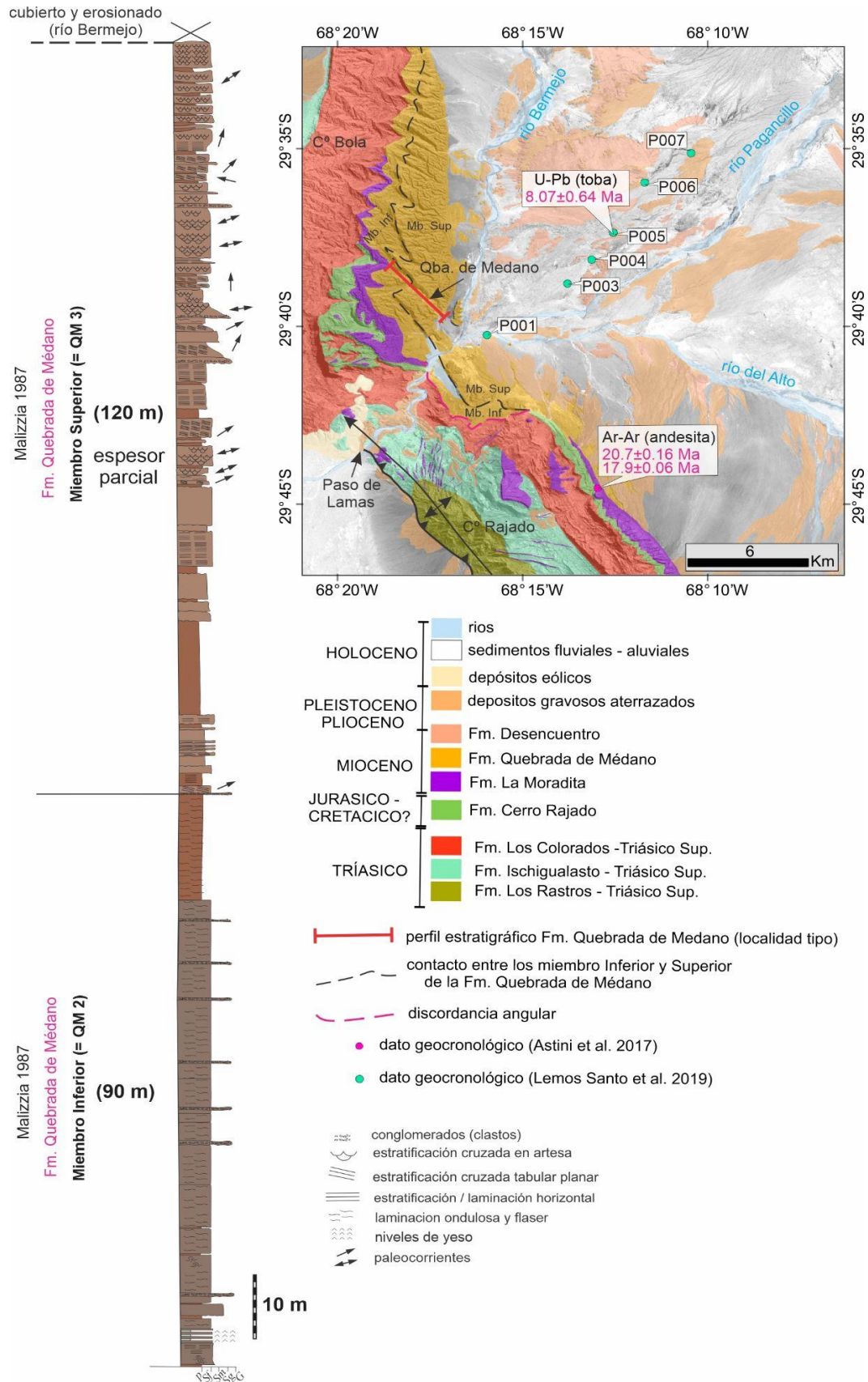


Fig.3.12: Columna estratigráfica de la Formación Quebrada de Médano en su localidad tipo (extraído y modificado de Malizzia (1987)). El mapa geológico muestra la distribución de la Formación Quebrada de Médano y su relación de contacto basal con las unidades infrayacentes, de acuerdo a los mapas y perfiles estratigráficos de Parker (1974), Bossi (1977) y Malizzia (1987). El mapa geológico muestra, además, los datos geocronológicos en la Formación La Moradita (Astini *et al.*, 2017) y los datos geocronológicos en las formaciones Quebrada de Médano y Desencuentro (Lemos Santos *et al.*, 2019).

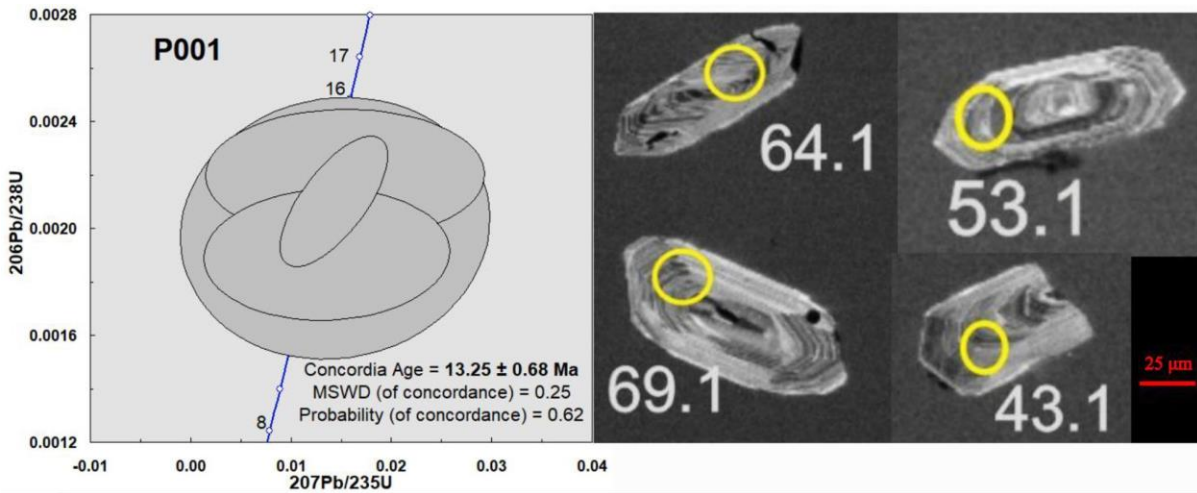


Fig. 3.13: Diagrama concordia de la muestra P001 e imagen obtenida por catodoluminiscencia en la población más joven de circones. Esta imagen permite comprobar el origen ígneo de los circones. Figura extraída de Lemos-Santos *et al.*, 2019. La muestra P001 está ubicada en el techo de la Formación Quebrada de Médano (véase mapa de la Fig. 3.11), por lo que la edad obtenida puede considerarse como la edad máxima de sedimentación.

El Miembro Superior de la Formación Quebrada de Médano de coloración castaño rojizo (Fig. 3.11 B), presenta mayor extensión regional, yaciendo localmente sobre la Formación La Moradita cuando el miembro inferior está ausente. En la localidad tipo presenta un espesor de 120 metros (Fig. 3.12), y se encuentra constituido principalmente por areniscas de grano medio y fangolitas en igual proporción que forman varios ciclos granodecrescentes de entre 1 a 5 metros. Las areniscas conforman bancos tabulares y lenticulares, con contactos basales planos e irregulares. Internamente estos bancos presentan estratificación cruzada tangencial de alto ángulo, y en artesa. Hacia el techo de estos bancos son frecuentes la presencia de ondulitas simétricas, y varios niveles con bioturbación. Las fangolitas forman bancos tabulares, e internamente se encuentran finamente laminados con abundante bioturbación.

Las interpretaciones paleoambientales realizadas por Malizzia (1987), establecen que el Miembro Inferior (=QM2) corresponde a depósitos de playa fangosa (barreales), surcada por ríos arenosos efímeros. Por lo contrario, el Miembro Superior (=QM3), presenta asociaciones de facies típicas de canales de ríos entrelazados arenosos con desarrollo de amplias planicies de inundación.

3.1.5.3 Formación Río Mañero

Los afloramientos más importantes de la Formación Río Mañero se encuentran a lo largo del faldeo oriental de la sierra Morada en el sector conocido como el Alto de San Nicolás (Fig. 3.14 A).

La Formación Río Mañero, aflora a lo largo de una faja de rumbo noroeste-sudeste, de aproximadamente 4 km de ancho y 30 km de longitud. La base de la Formación Río Mañero se encuentra sobre la Formación Cerro Rajado (Fig. 3.14 B), y el contacto entre ambas formaciones es erosivo, sobre el que se disponen conglomerados con numerosos clastos de rocas metamórficas y volcánicas (Bossi, 1977; Malizzia 1987; Malizzia *et al.*, 1995). Asimismo, la Formación Río Mañero, es cubierta por la Formación Desencuentro en un contacto concordante de característica transicional (Fig. 3.14 B; Malizzia 1987; Malizzia *et al.*, 1995).

La base de la Formación Río Mañero fue estimada en ~20,8 Ma mediante la extrapolación de la curva de acumulación de la unidad (Malizzia *et al.*, 1995), mientras que la edad mínima de depositación fue estimada en ~12,9 de acuerdo al estudio magnetoestratigráfico de Reynolds (1987). Tabbutt (1987) dio a conocer una edad de $15,0 \pm 2,7$ Ma en el Miembro RM3 mediante el método de trazas de fisión en circones (Fig. 3.14), la cual permitió la correlación del perfil magnetoestratigráfico de Reynolds (1987) con la escala de tiempo de polaridad magnética de Cande y Kent (1992).

Malizzia (1987) y Malizzia *et al.*, (1995) subdividieron la Formación Río Mañero en tres miembros informales (RM1, RM2, y RM3; Fig. 3.14 A-B), basándose en criterios cartográficos y análisis de facies. La Formación Río Mañero está integrada por ~800 m de estratos tabulares a lenticulares de pelitas, tobas de caída, areniscas finas y evaporitas, acompañadas por escasas areniscas medianas y gruesas (Fig. 3.14 B). Estos estratos inclinan en 21° y 11° hacia el este y noreste, desde la base hacia el techo de la unidad, respectivamente (Fig. 3.14 A).

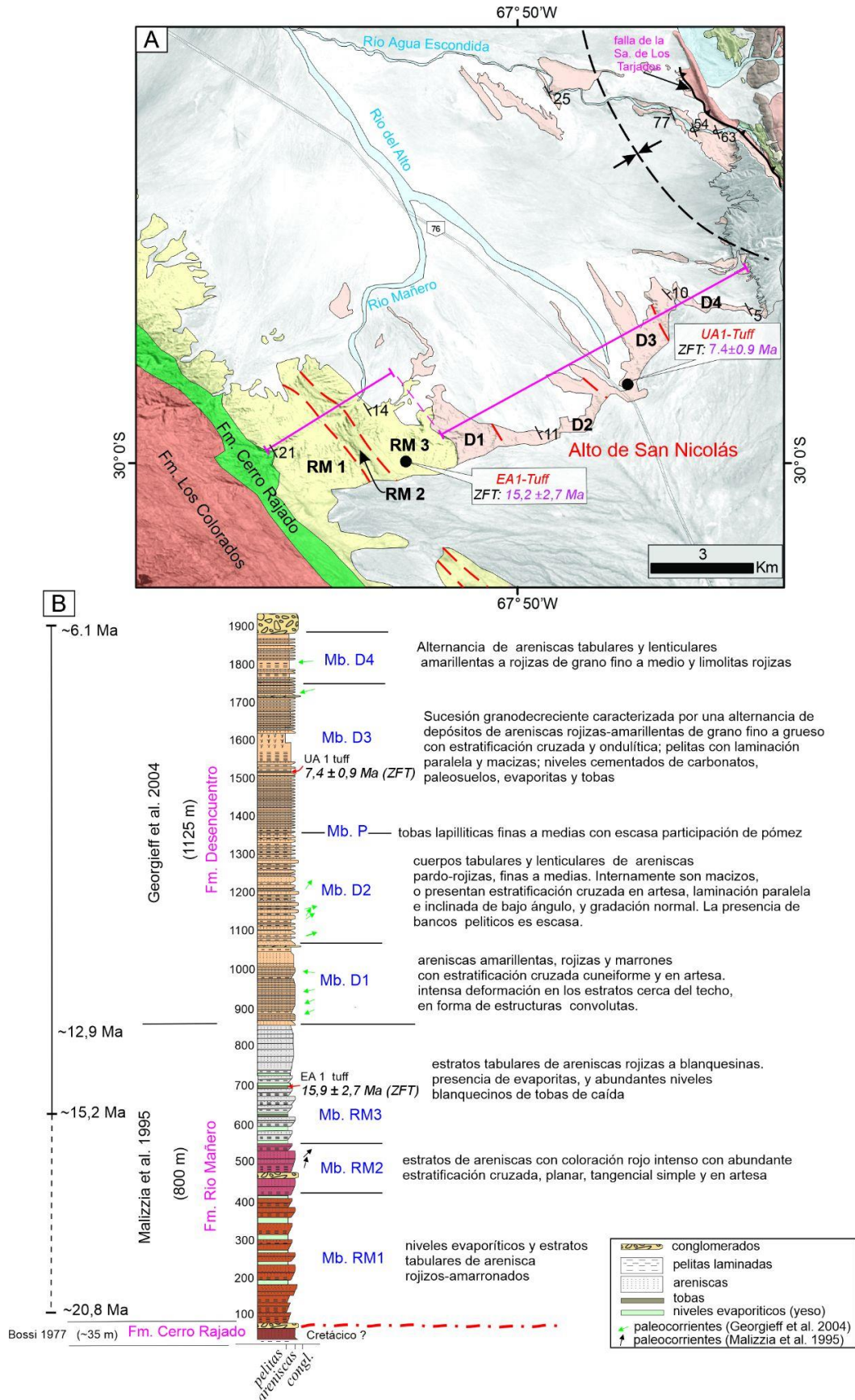


Fig.3.14: A) Mapa geológico del sector del Alto de San Nicolás (extremo austral de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión). En color amarillo se representa la Formación Rio Mañero y sus miembros. En color rosado claro se representa la Formación Desencuentro y sus miembros. Sobre estas unidades fue realizada la columna estratigráfica (B), de acuerdo a Malizzia *et al.*, (1995) y Georgieff *et al.*, (2004).

El miembro RM1 (Fig. 3.14 B), con ~425 m de espesor, presenta niveles evaporíticos y estratos de coloración rojiza amarronada, con estratificación maciza y estructuras sedimentarias de pequeño tamaño, como estructuras flaser y estratificación lentiforme. El miembro RM2 (Fig. 3.14 B), con ~75 m de espesor presenta estratos con coloración rojo intenso (Fig. 3.15), y con abundante estratificación cruzada, planar, tangencial simple y en artesa, junto con otras estructuras de pequeño tamaño como ondulitas, ondulitas ascendentes, flaser y lentiforme. El miembro RM3 (Fig. 3.14 B), con ~300 m de espesor, presenta litofacias similares al miembro RM1, pero se caracteriza por la presencia de evaporitas, y los abundantes niveles blanquecinos de tobas de caída, que debido a la presencia de montmorillonita le imprimen una coloración verdosa (Fig. 3.15). Los niveles de evaporitas de RM1 y RM3 están compuestos por varios tipos de yeso, predominando el laminado. Tienen una gran continuidad lateral y espesores de aproximadamente 0,60 metros.

De acuerdo a Malizzia *et al.*, (1995), la Formación Río Mañero es interpretada como una unidad de playa fangosa-salina (miembros RM1 y RM3), interrumpidos en la parte media por una intercalación de asociaciones de facies fluviales de canales distributarios entrelazados que interactúan con los barreales (miembro RM2).

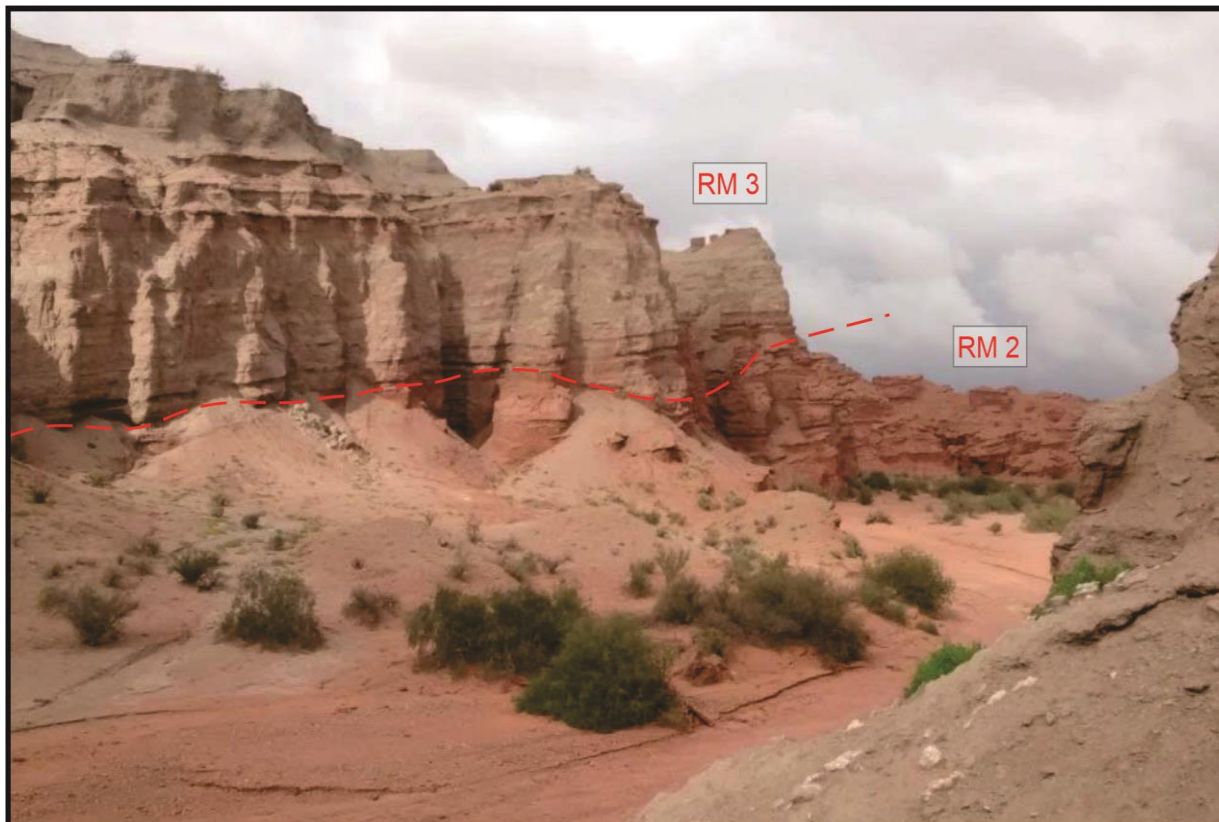


Fig.3.15: Contacto intraformacional entre los miembros RM2 y RM3 de la Formación Río Mañero sobre el río homónimo (Véase Fig. 3.14 A). El miembro RM2 presenta areniscas y pelitas rojizas, mientras que el miembro RM3 es predominantemente tobáceo y de coloración gris claro a verdoso.

3.1.5.4 Formación Desencuentro

La Formación Desencuentro aflora ampliamente a lo largo y ancho de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión. Las mejores exposiciones de la unidad se observan en el Alto de San Nicolás (Fig. 3.14 A), entre las sierras Morada y de Los Tarjados.

La Formación Desencuentro sobreyace en contacto concordante y transicional a las formaciones Río Mañero y Quebrada de Médano. Hacia el borde oriental de la cuenca, el techo de la unidad está truncado por la falla de la Sierra de Los Tarjados o Talampaya, que sobrepone en contacto tectónico las sedimentitas triásicas de la Formación Los Colorados (Fig. 3.14 A). Hacia el borde norte - noreste de la cuenca la Formación Desencuentro está cubierta de manera transicional por depósitos de conglomerados, fanglomerados y areniscas de la Formación Santa Florentina (Fig. 3.1). En algunos lugares de la cuenca, como en la localidad de Puerto Alegre, la Formación Desencuentro subyace mediante una discordancia angular a diferentes depósitos de pedemontanos cuaternarios. Hacia el sur de la Sierra de Los Tarjados, en el río Agua Escondida, yace en contacto tectónico por falla inversa por debajo de la Formación Los Colorados (Fig. 3.14 A).

Una edad miocena tardía fue establecida para la Formación Desencuentro por medio de fósiles de vertebrados (Gentili 1972). Posteriormente, dos dataciones por el método de trazas de fisión en circones (Fig. 3.14 A-B), realizadas en niveles de tobas del Miembro D3 arrojaron edades de $7,4 \pm 0,9$ Ma (Tabbutt, 1987 y Tabbutt *et al.*, 1987), y $7,54 \pm 1,65$ Ma (Strecker, 1987). Estas edades fueron utilizadas para correlacionar el perfil magnetoestratigráfico de Reynolds (1987) con la escala de tiempo de polaridad magnética de Cande y Kent (1992) en el trabajo de Malizzia *et al.*, (1995). De esta manera, el perfil magnetoestratigráfico permitió obtener edades para la base y el techo de la Formación Desencuentro en $\sim 12,9$ y $\sim 6,1$ Ma, respectivamente (Malizzia *et al.*, 1995).

Desde el punto de vista paleontológico, los fósiles hallados y estudiados por Georgieff *et al.*, (2004), confirman la edad Mioceno tardío (Edad Mamífero Huayqueriense). Recientemente, Lemos-Santos *et al.*, (2019) obtuvieron edades U-Pb de los circones detríticos de la Formación Desencuentro en la región del Río Pagancillo (Fig. 3.12). Estos autores limitaron el inicio de la deposición a ca. 13 Ma (Fig. 3.16), y presentaron además una edad SHRIMP U-Pb de 8.49 ± 0.33 Ma (Fig. 3.17) en circones de un nivel de tobas ubicado en la sección intermedia de la formación (Fig. 3.12). Estos nuevos datos, confirman la edad Mioceno tardío de la Formación Desencuentro, y sustentan las propuestas estratigráficas de Malizzia *et al.*, (1995), y referencias allí citadas.

La Formación Desencuentro está compuesta principalmente por areniscas de grano fino y limolitas, con intercalaciones de tobas, areniscas de granulometría media a gruesa y conglomerados (Malizzia 1987, Malizzia *et al.*, 1995, Georgieff *et al.*, 2004). En su localidad tipo (Alto de San Nicolás), la unidad se dispone de manera homoclinal siguiendo un perfil oeste-este (Fig. 3.14 A). El rumbo dominante de la estratificación es N-NO y el buzamiento de los estratos es de bajo ángulo ($\sim 11^\circ$ a 5° E). Esta tendencia de la estratificación continúa hacia el NO a lo largo de los faldeos orientales de la Sierra Morada, Cerro Rajado, y Cerro Bola (Fig. 3.12).

La Formación Desencuentro ha sido subdividida por Malizzia (1987) en cuatro miembros informales (**D1, D2, D3 y D4**, Fig. 3.14 B), de acuerdo a criterios cartográficos, análisis de facies y paleoambientes. Recientemente, Lagos *et al.*, (2018) y Lagos (2020) definieron el Miembro P (piroclástico), cuyos depósitos se interdigitan con los miembros D2 y D3 (Fig. 3.14 B).

El Miembro D1 (Fig. 3.14 B), presenta 200,5 m de espesor (Georgieff *et al.*, 2004). La mitad inferior se caracteriza por bancos tabulares de entre 7 y 10 m de espesor de areniscas amarillentas, rojizas y marrones con estratificación cruzada cuneiforme separados por capas de pelitas menores a 1 m de espesor. La mitad superior está formada por bancos tabulares de hasta 12 m de espesor de arenisca fina y media con estratificación cruzada en artesa. Conglomerados intraformacionales (guijas y bloques) son comunes en la base de estos bancos. La participación de pelitas es escasa, en bancos macizos de 1 m de espesor. Un rasgo muy destacado en esta unidad es una intensa deformación en los estratos cerca del techo, en forma de estructuras convolutas.

El Miembro D2 (Fig. 3.14 B), presenta 285 m de espesor (Georgieff *et al.*, 2004). El pasaje con el Miembro D1 es cromático; la base del Miembro D2 está dominada por rocas pardo-rojizas, aunque hacia el techo se observan rocas con tonos castaños. A grandes rasgos, el Miembro D2 es grano decreciente. Se observan cuerpos tabulares de areniscas finas a medias de entre 1 a 3 m de espesor, los cuales internamente son macizos, o presentan laminación paralela e inclinada de bajo ángulo, y gradación normal. Se observan algunos ejemplos de cuerpos lenticulares de base plana y techo convexo, los cuales presentan estratificación cruzada en artesa. La presencia de bancos pelíticos es escasa y son casi exclusivamente limolitas macizas. En el Miembro D2 se comienza a observar yeso primario y un marcado decrecimiento en la granulometría.

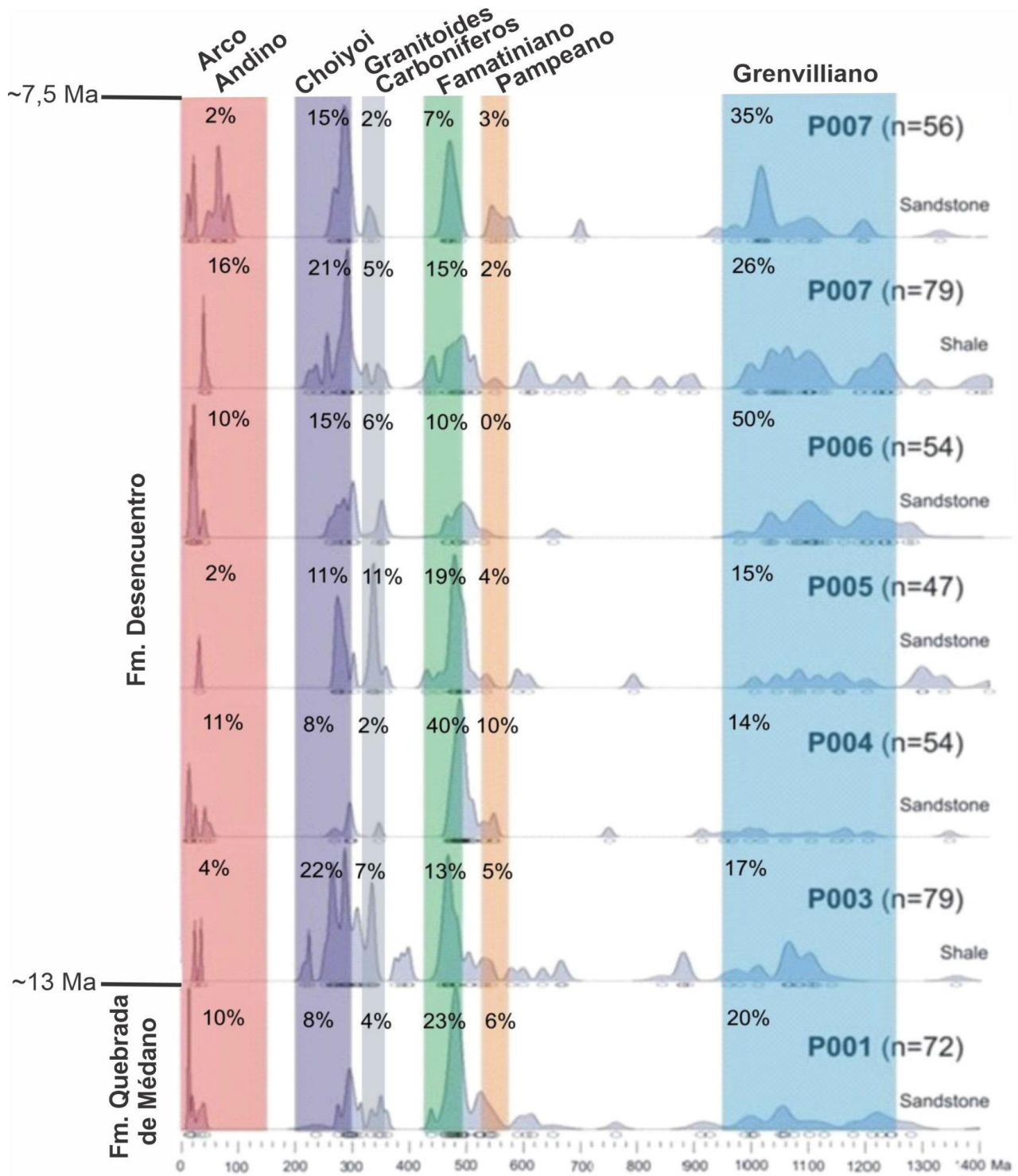


Fig.3.16: Datos geocronológicos de circones detríticos para las muestras P001 (Fm. Quebrada de Médano); P003-P004-P005-P006-P007 (Fm Desencuentro). Extraído y modificado de Lemos Santos *et al.*, (2019). La ubicación de las muestras puede visualizarse en la figura 3.11. Las diferentes barras de colores representan las fuentes de procedencia de circones interpretadas y discutidas por Lemos Santos *et al.*, (2019) y en esta tesis.

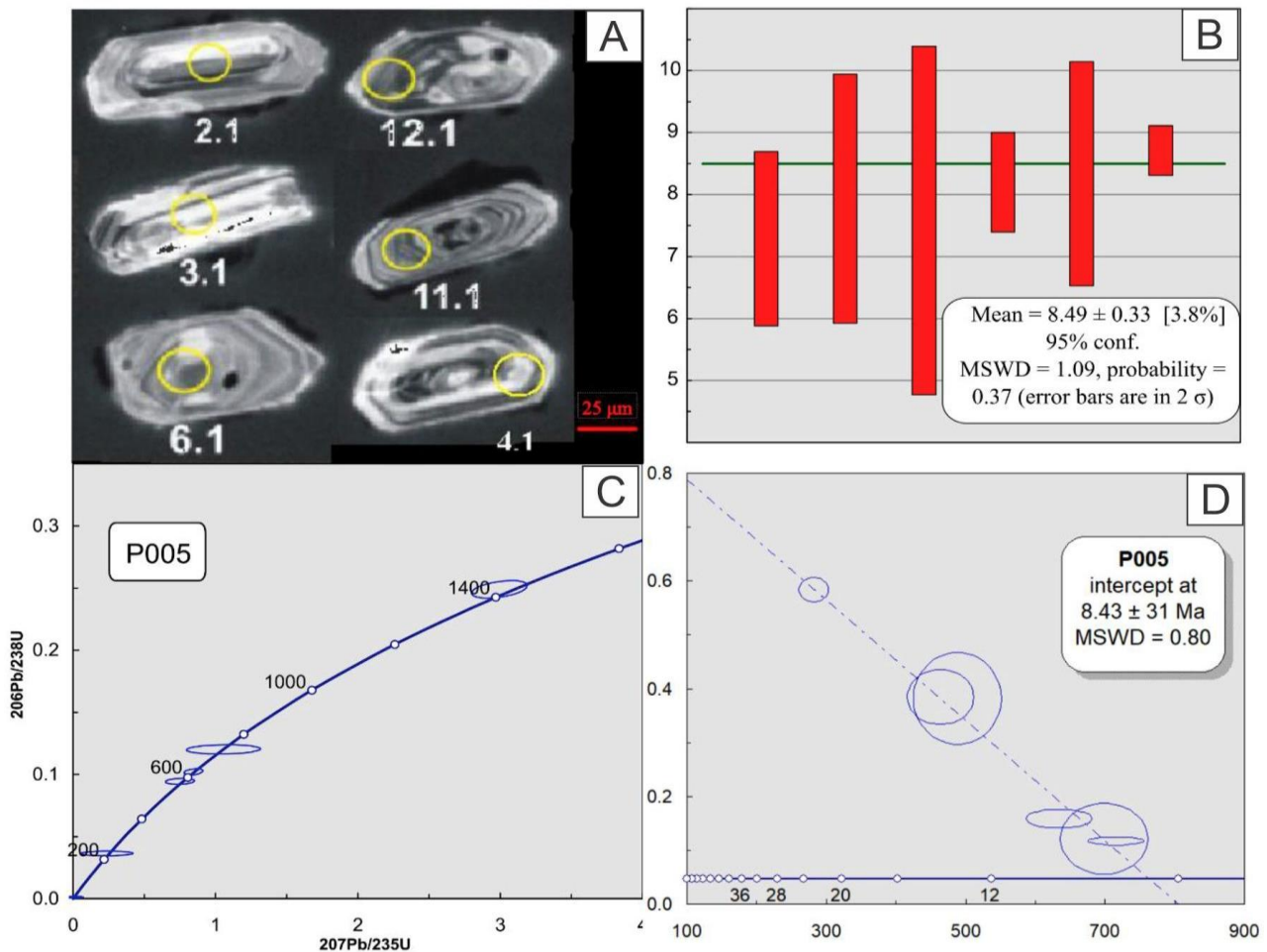


Fig.3.17: A) Imagen de catodoluminiscencia mostrando las características ígneas de la población de circones más jóvenes presentes en la muestra P005 (Toba). Diagramas: B) determinación de la edad media para la muestra P005, B) diagrama Concordia para la muestra P005, y diagrama Tera-Wasserburg.

Una secuencia de tobas lapillíticas finas a medias con escasa participación de pómez (Miembro P, Fig. 3.14 B), que alcanza espesores entre 20 y 80 m, fue identificada entre los miembros D2 y D3 (Lagos *et al.*, 2018, Lagos 2020). Los cuerpos piroclásticos tienen geometrías tabulares o son ligeramente lobulados y ocasionalmente se presentan amalgamados. Estos cuerpos presentan colores pardos rojizos, pardos, amarillentos y pardos grisáceos. Internamente son generalmente masivos y/o con estructuras deformacionales o estructuras tractivas. En el Miembro P, también se observan espesos paquetes de tobas andesíticas grises y grises azuladas. Hacia el techo del Miembro P, los depósitos piroclásticos son reemplazados por espesos niveles de yeso/anhidrita con textura *chicken wire*, los cuales fueron observados por Malizia (1987), Malizia *et al.*, (1995), y Georgieff *et al.*, (2004).

Miembro D3 (Fig. 3.14 B), presenta 390 m de espesor (Georgieff *et al.*, 2004). Conformar una sucesión granodecreciente caracterizada por una alternancia de depósitos

de areniscas rojizas-amarillentas de grano fino a grueso con estratificación cruzada y ondulítica; pelitas con laminación paralela y macizas; niveles cementados de carbonatos, paleosuelos, evaporitas y tobas (Fig. 3.18). Los depósitos de areniscas corresponden a cuerpos tabulares y lentiformes extensos lateralmente por cientos de metros, que rara vez superan el metro, alcanzando espesores entre 2 y 3 m cuando los cuerpos se encuentran amalgamados. Los bancos pelíticos son de color marrón oscuro, y están formados principalmente por limolitas, con una baja proporción de arcilitas. Estos depósitos son macizos y suelen presentar laminación paralela, ocasionalmente asociados a lentes decimétricos.



Fig.3.18: Fotografía de la Formación Desencuentro (Miembro D3), en el Alto de San Nicolás (vista hacia el noreste). La unidad aflora formando un típico paisaje de *badlands* generado por el carácter lábil de los sedimentos. Las tonalidades blanquecinas a grisáceas corresponden principalmente a niveles tobáceos.

El Miembro D4 (Fig. 3.14 B), presenta 125 m de espesor (Georgieff *et al.*, 2004). Cubre al Miembro D3 en forma transicional, y está compuesto por una alternancia de areniscas amarillentas a rojizas de grano fino a medio y limolitas rojizas. Las areniscas se presentan en cuerpos de geometrías tabulares de 1 a 4 m de espesor, con estratificación horizontal, y estratificación cruzada tangencial simple que se observa en pocos estratos. Es importante la presencia de estratos de areniscas finas con desarrollo lateral de tipo lenticular y de espesores no superiores a los 2 metros. Las limolitas son macizas con un arreglo estrato creciente.

Las diferentes asociaciones de facies observadas en la Formación Desencuentro permiten determinar que la base de la misma está compuesta por canales fluviales

arenosos efímeros que alternan con dunas eólicas (Miembro D1). Las secciones medias de la sucesión (miembros D2 y D3) corresponden a un sistema fluvial entrelazado arenoso, que es cubierto por una planicie fluvial con depósitos lacustres someros. El Miembro P, compuesto por depósitos piroclásticos contemporáneos a los depósitos fluviales, los cuales presentan características típicas de depósitos piroclásticos alejados de sus centros emisores (Lagos *et al.*, 2018, Lagos 2020). El miembro superior (D4) corresponde a depósitos de ríos entrelazados arenosos. La información sedimentológica y paleontológica indican un clima templado a cálido con régimen estacional (Georgieff *et al.*, 2004).

3.2 Nuevos aportes sobre la estratigrafía del Neógeno

Complementando los trabajos sedimentológicos-estratigráficos del Neógeno de la cuenca (Parker, 1974; Bossi, 1977; Malizzia, 1987; Malizzia *et al.*, 1995; Georgieff *et al.*, 2004; Astini *et al.*, 2017; y Lemos-Santos *et al.*, 2019), en este apartado se presentan nuevas observaciones sedimentológicas-estratigráficas del sector norte (región de Las Tucumanesas), y del sector nororiental (Lomadas de Puerto Alegre). En la región de Las Tucumanesas se relevaron tres perfiles sedimentológicos, mientras que en la región de las Lomadas de Puerto Alegre se relevó un perfil sedimentológico (Fig. 3.9).

Todos los perfiles medidos y analizados, presentan varias litofacies y elementos arquitecturales, los cuales fueron descritos y clasificados utilizando los esquemas de Miall (1977-2006). Adicionalmente se realizaron conteos de clastos en diferentes estratos conglomerádicos para analizar procedencias, y para sustentar indicadores de paleocorrientes. Para cada estación de conteo, 100 clastos fueron medidos (donde fue posible), utilizando una grilla de 1 m². Cuando fue necesario, la grilla fue movida lateralmente a lo largo del intervalo conglomerádico para asegurar el número de clastos requerido.

3.2.1 Características sedimentológicas-estratigráficas de la región de Las Tucumanesas

En la región del paraje Las Tucumanesas (Fig. 3.9), las características sedimentológicas de las formaciones Quebrada de Médano, Desencuentro, Santa Florentina y de los depósitos conglomerádicos cuaternarios que las cubren parcialmente, fueron registradas en tres perfiles sedimentológicos (Fig. 3.19 A-B-C). Todos los perfiles medidos muestran arreglos granocrecientes, compuesta por varias litofacies y elementos

arquitectónicos. Cinco principales asociaciones de facies (AF) son reconocidas (Fig. 3.19 A-B-C).

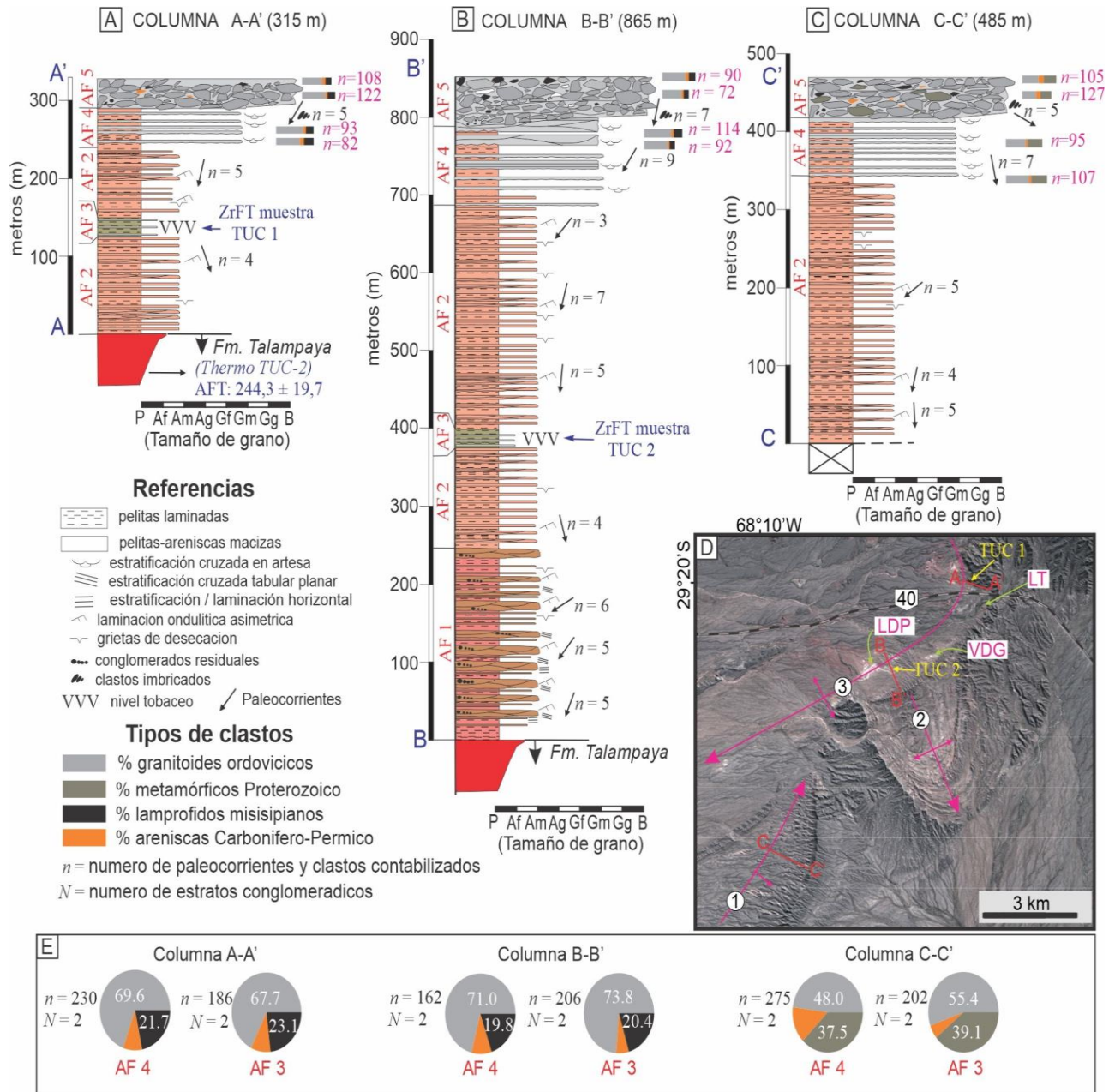


Fig. 3.19 A-B-C: Columnas estratigráficas relevadas en la región de Las Tucumanesas, en inmediaciones a la Ruta Nacional 40. Extremo norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Estructuras: 1) monoclin San Isidro; 2) anticlinal Las Tucumanesas; 3) anticlinal Las Maravillas. Abreviaturas: LT (Las Tucumanesas), VDG (Virgen de Guadalupe), LDP (Lomas del Panal).

La AF1 aparece sólo en la Formación Quebrada de Médano en la sección localizada a lo largo del limbo frontal del anticlinal Las Maravillas (Fig. 3.19 D). Las asociaciones AF2, y AF3 ocurren a lo largo de la Formación Desencuentro, la asociación AF4 corresponde a la Formación Santa Florentina, mientras FA5 se observa a lo largo de depósitos conglomeradicos del Plio-Pleistoceno.

3.2.1.1 Asociación de Facies 1 (AF1)

Descripción:

Esta asociación de facies está solamente presente en la columna B-B' (Fig. 3.19 B). La AF 1 consiste de cuerpos de areniscas marrón claro a rojizos de ~ 2 a 12 metros de espesor (Fig. 3.20 A), limitados por capas de pelitas de ~ 0,1 a 0,8 metros de espesor. Los cuerpos de arenisca tienen geometría tabular a lenticular y bases onduladas, extendiéndose lateralmente por cientos de metros). Dichos cuerpos arenosos presentan granulometría mediana a fina, con abundantes intraclastos pelíticos. Ocasionalmente, se encuentran extraclastos graníticos en las bases de estos cuerpos arenosos. Internamente suelen ser masivos, presentando además estratificaciones de pequeña a mediana escala, tanto horizontal, como entrecruzada planar y en artesas. Estos cuerpos gradan hacia niveles pelíticos con laminación ondulítica asimétrica, conformando así arreglos grano decrecientes. Los bancos pelíticos son predominantemente rojizos. Internamente son masivos a finamente laminados. Grietas de desecación y apariciones de venas de yeso y calcita se presentan localmente asociados a estos bancos, pero no son abundantes.

Interpretación:

Esta asociación de facies es comparable con los elementos arquitectónicos de canal y formas de lecho arenosas (Miall, 1996), interpretados como canales fluviales de baja sinuosidad, típico de los sistemas fluviales anastomosados (*cf* Makaske, 2001, y referencias allí citadas). La baja dispersión de las paleocorrientes, y el dominio de canales apilados verticalmente, limitados por depósitos pelíticos de llanuras de inundación, sugieren una tendencia de migración del canal muy limitada y altas tasas de sedimentación (*e.g.*, Smith y Smith, 1980; Miall, 1996). Los abundantes clastos pelíticos intraformacionales sugieren episodios de erosión de las pelitas cohesivas de las facies de llanuras de inundación durante eventos de crecidas, mientras que los depósitos extraformacionales residuales en las bases de los canales sugieren transporte de los mismos durante los picos de crecidas. Las laminaciones ondulíticas encontradas ocasionalmente en el tope de los canales indican una disminución gradual en el régimen del flujo y/o abandono del canal (Miall, 1996).

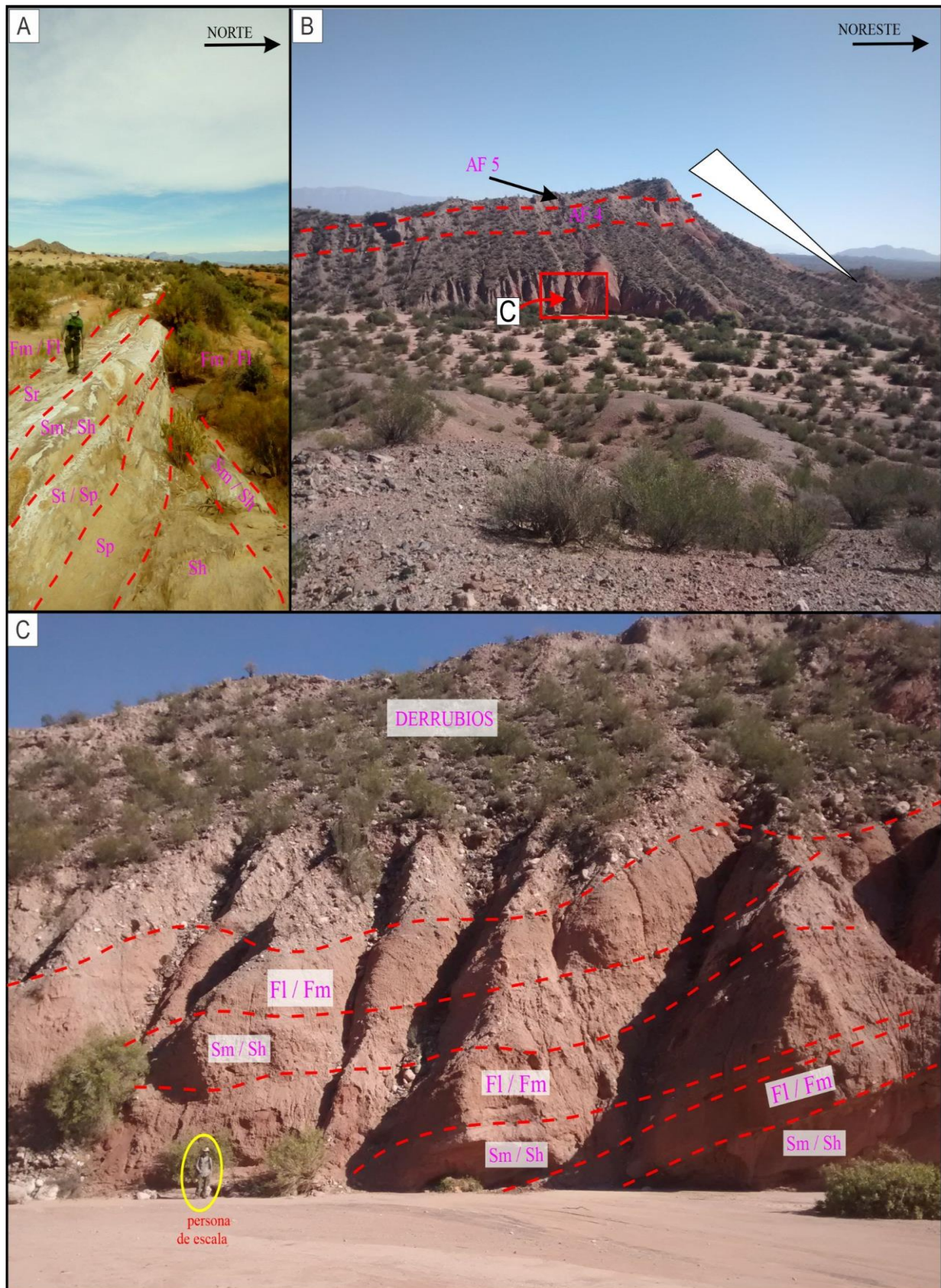


Fig. 3.20: A) Bancos tabulares arenosos de la AF1. B) Vista hacia el norte en el flanco occidental del anticlinal Las Tucumanesas en donde se observa el arreglo granocreciente (triángulo blanco), de la sucesión neógena. C) Diferentes litofacies de la AF2. Facies: Fl/Fm: Limo-arcilla y arenas muy finas laminadas. Fm: Limo-arcilla y arenas muy finas masivas. Sm: Arenas finas a muy finas masivas con geometría tabular a lenticular. Sh: Arenas finas a medianas con laminación horizontal con geometría tabular a lenticular.

3.2.1.2 Asociación de Facies 2 (AF2)

Descripción:

La asociación de facies conforma la parte inferior a intermedia de la Formación Desencuentro (Fig. 3.19 A-B-C). Esta asociación incluye extensas capas de hasta 3 metros de espesor y de múltiples colores (marrón, rojizo-marrón a marrón amarillento) de pelitas masivas, moteadas, y finamente laminadas (Fig. 3.20 B-C). En los depósitos predominantemente pelíticos, ocasionalmente se observan grietas de desecación asociados a intercalaciones tabulares de 2 a 30 cm de espesor de areniscas rojizas de grano fino, las cuales son macizas o presentan laminación ondulítica asimétrica. Los cuerpos de mayor espesor (0,5 a 1,2 metros) de areniscas de grano fino, presentan contactos basales no erosivos. Estos cuerpos tienen una geometría tabular a lenticular, y aparecen de manera aislada dentro de los depósitos pelíticos (Fig. 3.20 C). Estos cuerpos de areniscas suelen mostrar amalgamación interna, y sets con estratificación entrecruzada planar y en artesa hacia el techo. En las bases de los cuerpos, no se observan extraclastos conglomeráticos.

Interpretación:

La sucesión predominantemente de grano fino corresponde al elemento arquitectónico FF de Miall (1996), que se interpreta como producto de la acumulación de sedimentos finos en llanuras de inundación de bajo gradiente y variadas condiciones de drenaje. Los bancos pelíticos moteados pueden ser el resultado de modificación diagenética temprana o de limitada pedogénesis post depositacional que elimina estructuras primarias (Retallack, 2001). Aunque verdaderos paleosuelos no son evidentes, se requieren estudios adicionales micro morfológicos y de geoquímica.

Los cuerpos arenosos tabulares a lenticulares de mayor espesor, corresponden al elemento arquitectural de canal de Miall (1996), y son interpretados como cuerpos mono episódicos. Las configuraciones internas de estos cuerpos representan dunas 2D y 3D desarrolladas sobre barras predominantemente arenosas. Las superficies suavemente inclinadas y de escala métrica dentro de los cuerpos arenosos de manera oblicua a perpendicular a las direcciones de paleoflujos, son interpretadas como superficies de acreción lateral formadas en ríos efímeros de elevada sinuosidad a lo largo de llanuras de bajas pendientes Miall (1996). Los delgados cuerpos arenosos tabulares dentro de bancos pelíticos son interpretados como depósitos de lóbulos de desbordamientos, formados

durante episodios de deposición cuando los flujos de crecidas sobrepasaron los albardones de los canales.

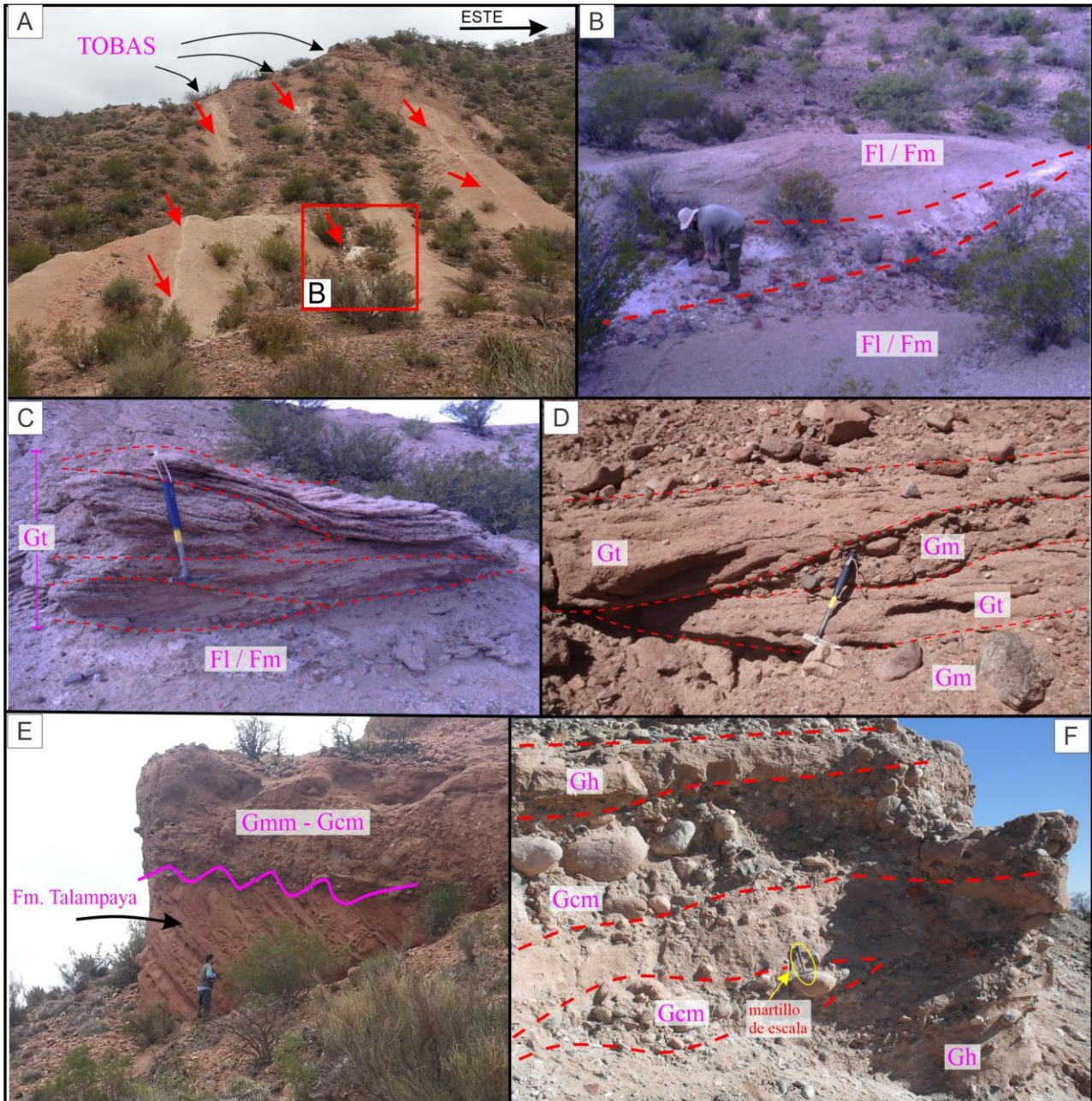


Fig. 3.21: A) y B) Asociación de facies 3 y sus distintivos niveles de tobas. Lugar donde fue recolectada la muestra “TUC 1” para su datación. C) y D) barras gravosas típicas de la Asociación de facies 4. E) y F) conglomerados polymícticos de la Asociación de facies 5 que coronan las sucesiones neógenas. Facies: Fl: Limo-arcilla y arenas muy finas laminadas. Fm: Limo-arcilla y arenas muy finas masivas. Gt: Gravos con estratificación cruzada en artesa. Gm: Gravos masivas. Gh: Gravos arenosas con estratificación horizontal difusa. Gcm: Gravos clasto-sostén masivas. Gmm: gravos masivas con matriz pelítica.

3.2.1.3 Asociación de Facies 3 (AF3)

Descripción:

Esta asociación de facies aparece a lo largo y entre las columnas A-A' y B-B', mientras que en la columna C-C' podría estar cubierta por sedimentos aluviales cuaternarios (Fig. 3.19 A-B-C-D).

La AF 3 se caracteriza por la presencia de bancos de pelitas verdosas-amarillentas finamente laminadas de entre 0,5 - 2 m de espesor, intercalados con bancos tobáceos tabulares de 0,1 a 0,4 metros de espesor (Fig. 3.21 A-B). Estos bancos de tobas vitrofíricas a lapillíticas, presentan laminación y gradación. Areniscas tobáceas también se encuentran presentes.

Interpretación:

Las pelitas verdosas-amarillentas finamente laminadas sugieren topografía plana y malas condiciones de drenaje asociada a zonas anegadas o *ponds* poco profundos dentro de las llanuras de inundación de los sistemas fluviales. Las capas tobáceas indican un vulcanismo distante e intermitente, posiblemente desde los volcanes de la Puna Austral (e.g., Lemos-Santos *et al.*, 2019). Algunas de estas capas, todavía preservan las características del material piroclástico de caída (Fisher y Schmincke, 2012). Por lo contrario, las areniscas tobáceas son interpretadas como depósitos retrabajados por la acción fluvial sobre el material piroclástico no consolidado.

3.2.1.4 Asociación de Facies 4 (AF4)

Descripción:

Esta asociación de facies se encuentra por encima de AF 2, y ha sido asignada a la Formación Santa Florentina (Fig. 3.19 A-B-C). El límite con la subyacente AF 2 es gradacional, mientras que el contacto con la AF 5 es abrupto y erosivo. La AF 4 está dominada por delgados cuerpos gravosos mantiformes. Estos cuerpos poseen gran continuidad lateral por decenas de metros, con espesores de entre 0,3 a 0,8 m. Estos cuerpos se intercalan en litofacies pelíticas similares a las observadas en las AF2 y AF3. Dichos cuerpos están dominados por ortoconglomerados clasto soportados polimícticos. Internamente sus fábricas se encuentran pobremente definidas debido a la mala selección. Estos, incluyen ortoconglomerados masivos y sets pobremente definidos de capas con estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 3.21 C-D). Los clastos varían en diámetro

máximo desde 0,02 a 0,3 m. En todas las secciones, las poblaciones de clastos (Fig. 3.19 E), son dominados por litologías ígneas plutónicas félsicas (55-73%). Los clastos plutónicos félsicos incluyen granitos, granodioritas y tonalitas, y las formas de granos van de subangulares a redondeadas con formas equivalentes a proladas. Rocas plutónicas máficas incluyen lamprófidos (20-23%) con formas subangulares y tabulares. Los conglomerados de la columna C-C' (Fig. 3.19 C) no contienen clastos lamprófidos, pero exhiben sustancialmente altas proporciones de clastos metamórficos (39-37%), que no están presentes en las columnas A-A' y B-B' (Fig. 3.19 A-B). Clastos metamórficos incluyen migmatita, anfibolita, gneis y esquistos moteados granatíferos con formas subangulares y tabulares. Los clastos sedimentarios se presentan en todas las secciones con poblaciones subordinadas (>10%), e incluye sólo clastos tabulares de areniscas rojizas masivas.

Interpretación:

Esta asociación de facies es interpretada como rellenos de canales a través de la migración y acreción de dunas y barras gravosas tridimensionales, correspondientes a los elementos arquitectónicos CH y GB de Miall (1996), respectivamente. El dominio de las litofacies conglomeráticas junto con la ausencia de marcadas superficies de erosión, sugieren condiciones diluidas y no cohesivas para estos depósitos, vinculadas a corrientes tractivas de alta energía no confinadas (e.g., Nemec y Postma, 1993). Estos depósitos son típicos de distributarios entrelazados gravosos en abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994), donde probablemente los clastos de gran tamaño solo se movieron durante grandes episodios de crecidas. (e.g., Wells y Harvey, 1987).

Las direcciones de paleocorrientes reflejan la tendencia de los canales, con direcciones de flujo dominantes hacia el Sur (columnas A-A' y B-B'; Fig. 3.19 A-B), y hacia el Oeste (columna C-C'; Fig. 3.19 C). Para las columnas A-A' y B-B', los indicadores de paleocorrientes sugieren fuentes sedimentarias derivadas desde el flanco oeste de la sierra Famatina, lo cual es consistente con la composición litológica de dicha sierra (Candiani *et al.*, 2011). En contraste, el predominio de los clastos metamórficos de la columna C-C', reflejan una fuente de sedimentos derivados desde complejos metamórficos localizados hacia el Oeste, en la Sierra de Maz y Las Ramaditas (Casquet *et al.*, 2008; Ramaciotti *et al.*, 2021 y referencias allí citadas).

3.2.1.5 Asociación de Facies 5 (AF5)

Descripción:

Las secciones estratigráficas finalizan con la AF 5 (Fig. 3.19 A-B-C). En esta asociación de facies, la granulometría de las capas conglomerádicas incrementa dramáticamente. Los depósitos son lateralmente extensos (geometría mantiforme), e incluye bancos de entre 0,2 a 6 metros de espesor (Fig. 3.21 E), amalgamados entre ellos mediante contactos irregulares. Los bancos se encuentran levemente cementados con carbonatos, y se componen de ortoconglomerados polimícticos clasto y matriz sostenidos (Fig. 3.21 E-F). Internamente y de manera ocasionalmente, capas individuales estratificación horizontal cruda. También se observan sets estratificación entrecruzada en artesa, gradación normal e inversa, e imbricación de clastos. También son comunes, clastos de gran tamaño (<0.4 m) que protruyen desde los bancos. En todas las secciones, los conglomerados presentan clastos redondeados a tabulares. La población de clastos no exhibe sustanciales cambios composicionales con respecto a AF 3 (Fig. 3.19 E). Sin embargo, en las columnas A-A' y B-B' (Fig. 3.19 A-B), la presencia ocasional de bloques y guijarros de leucogranitos granatíferos, constituyen una litología distintiva no observada en AF 3.

Interpretación:

La predominancia de litofacies conglomerádicas es interpretada como representaciones de depósitos de flujos de detritos no cohesivos, y flujos de escorrentía superficial, los cuales incluyen mantos de crecidas y distributarios entrelazados gravosos similares a los observados en la AF 4. Estos depósitos son típicos de un sistema depositación de abanico aluvial no cohesivo en las partes proximales a intermedias (abanico “tipo NC” de Blair y McPherson, 2009).

El predominio de ortoconglomerados en la mayoría de los depósitos, es indicativo de flujos de detritos diluidos y de baja cohesión (flujos hiperconcentrados), que constituyen bancos de conglomerados desorganizados y matriz soportados (Blair and McPherson, 1994).

La alternancia rítmica entre depósitos arenosos-conglomerádicos (Fig. 3.21 F) con bases erosivas y rasgos de corte y relleno, compuestos por conglomerados clastos soportados imbricados, y areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada, sugieren que estos depósitos resultan de flujos no confinados totalmente turbulentos y, flujos dominados corrientes tractivas, típicos de mantos de crecidas (Blair and McPherson, 1994).

De igual manera a lo observado en la AF 4, los indicadores de paleocorrientes y la composición de los clastos, reflejan una procedencia y dispersión de sedimentos de fuentes similares. Sin embargo, las características de los depósitos apuntan a una reorganización completa del paisaje, debido a la prominente acumulación de sedimentos mediante sistemas de abanicos aluviales que emergen desde cuencas de montañas localizadas en el flanco occidental de la Sierra de Famatina (columna A-A' y B-B'; Fig. 3.19 A-B), y de Sierra de Maz (columna C-C'; Fig. 3.19 C). Por su parte, la presencia de clastos de leucogranitos granatíferos en los conglomerados de las columnas A-A' y B-B', sugieren como fuente primaria el plutón granítico "Peñón Rosado" expuesto al Norte de la cuenca, a lo largo del flanco Oeste de la Sierra de Famatina (Dahlquist *et al.*, 2006).

3.2.2 Nuevas edades de los depósitos piroclásticos mediante el método de trazas de fisión en circones (ZFT)

Los nuevos datos geocronológicos están resumidos en la tabla 3.2. El principal objetivo de los análisis de ZFT es obtener edades de enfriamiento/exhumación y/o soterramiento en sistemas de baja temperatura. Estos aspectos son tratados en detalle en el Capítulo 7. En este caso particular, se utilizó el método ZFT para obtener la edad de depositación de dos muestras de tobas (TUC 1 y TUC 2, Fig. 3.19 A-B-D), intercaladas en las pelitas de la Formación Desencuentro.

Las edades obtenidas no son tan precisas como aquellas obtenidas a partir de otras técnicas (e.g., $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, o U/Pb); sin embargo, la abundancia del material tobáceo recolectado provee un buen control estratigráfico de manera tal que la precisión de los datos ZFT puede ser oportunamente analizada. Los errores en las edades obtenidas son altos, pero las edades son consistentes con las determinaciones geocronológicas previas realizadas en la Formación Desencuentro (Malizzia *et al.*, 1995; Lemos Santos *et al.*, 2019).

El método de trazas de fisión en circones es una técnica que analiza cada grano mineral por separado, y por lo tanto la contaminación detrítica y la presencia de varias poblaciones de circones puede ser fácilmente reconocida. Varios métodos pueden ser aplicados para probar la presencia de múltiples poblaciones de edades. Para probar la distribución de las edades de los circones para una muestra en particular, se utilizó la prueba $P(\chi^2)$ de acuerdo a Galbraith (1981). La prueba $P(\chi^2)$ establece que la probabilidad para pasar la prueba debe ser mayor al 5%. En ese caso se establece que las edades

obtenidas pertenecen a una sola población. En caso contrario pueden existir dos o más poblaciones de edades. En este último caso, y sobre todo cuando existe un claro origen volcánico en la muestra, las poblaciones de los circones más jóvenes pueden ser usada como un *proxy* de la edad eruptiva o depositacional (Soloviev *et al.*, 2001).

Muestra	N° Late Andes	Litología	Observación	Edad estratigráfica	n	U (ppm)	Dosímetro		Espontaneas		Inducidas		P(χ^2)	Dispersión de edad	Central age (Ma) $\pm 1s$	Poblaciones	
							ρ_D	ND	ρ_s	N _s	ρ_i	N _i				P1 (%)	P2 (%)
TUC1	C011	Toba	Las muestras contienen circones detríticos, junto a los volcánicos. El objetivo es la obtención de la edad del evento volcánico.	Mio-Plioceno	20	900.9	5.07	5000	0.69	1908	1.21	3309	0.0	0.20	15.0 \pm 1.0	10.3 \pm 1.15 (25.9 %)	16.9 \pm 0.85 (74.1 %)
TUC2	C012	Toba		Mio-Plioceno	20	343.9	5.04	5000	0.27	1060	0.38	1499	0.0	0.26	18.2 \pm 1.5	10.8 \pm 1.25 (22.3 %)	21.7 \pm 1.25 (77.7 %)

Tabla 3.2: Edades centrales calculadas utilizando vidrios dosimétricos IRMM 541 y z-calibración = 107.23 ± 3.61 . N: número de granos medidos; ps: densidad de trazas de fisión espontáneas ($\times 10^5$ tr/cm²) medidas en cristales de apatitas; Ns: número total de trazas de fisión espontáneas; pi y pd: densidad de trazas de fisión inducidas en las muestras y en los vidrios dosimétricos respectivamente ($\times 10^5$ tr/cm²) en el detector externo ($g=0.5$); Ni y Nd: número total de trazas de fisión inducidas en la muestra y dosímetro; P(χ^2): probabilidad de obtener un valor χ^2 para n grados de libertad (donde n=número de cristales -1); muestras con una probabilidad >5% es indicativa de una población homogénea, mientras <5% se analizan con el método de ajuste de pico binomial.

3.2.2.1 Toba TUC1

La muestra **TUC1** (Tabla 3.2), recolectada en la columna A-A' (Fig. 3.19 A), es una toba de edad estratigráfica aproximada Mio-Plioceno. Los granos, montados en dos probetas tienen gran variedad de formas, algunos son anhedrales y otros euhedrales con bordes, con distintos grados de redondez, lo cual evidencia que la misma es una toba retrabajada o arenisca tobácea con múltiples poblaciones morfológicas de granos, y que ha tenido cierto grado de transporte (Fig. 3.22). Los resultados de ZFT se obtuvieron de la medición de 28 granos, aunque fueron descartados 8 por tener edades muy antiguas, considerando el objetivo del análisis.

Con los 20 granos seleccionados, se obtuvo una edad central de 15.0 ± 1.0 Ma (Mioceno temprano) con una alta dispersión de edades individuales de granos (Fig. 3.23 A-B). Del mismo modo, la prueba P(χ^2), da un valor de $0.0\% < 5\%$, por lo cual se calcularon edades poblacionales (Fig. 3.23 C), obteniéndose una población de 10.3 ± 1.15 Ma (25.9 %) y una de 16.9 ± 0.85 (74.1 %). Las edades más jóvenes, entre 7.6 y 9.9 Ma, se obtuvieron en los granos más euhedrales, por lo cual se puede considerar esto como la edad más próxima de cristalización (Mioceno tardío). Los granos con edades más viejas seguramente representen la fuente de procedencia. La gran dispersión de edades obtenidas mediante ZFT indica que la muestra no sufrió calentamiento/soterramiento posterior a su formación.

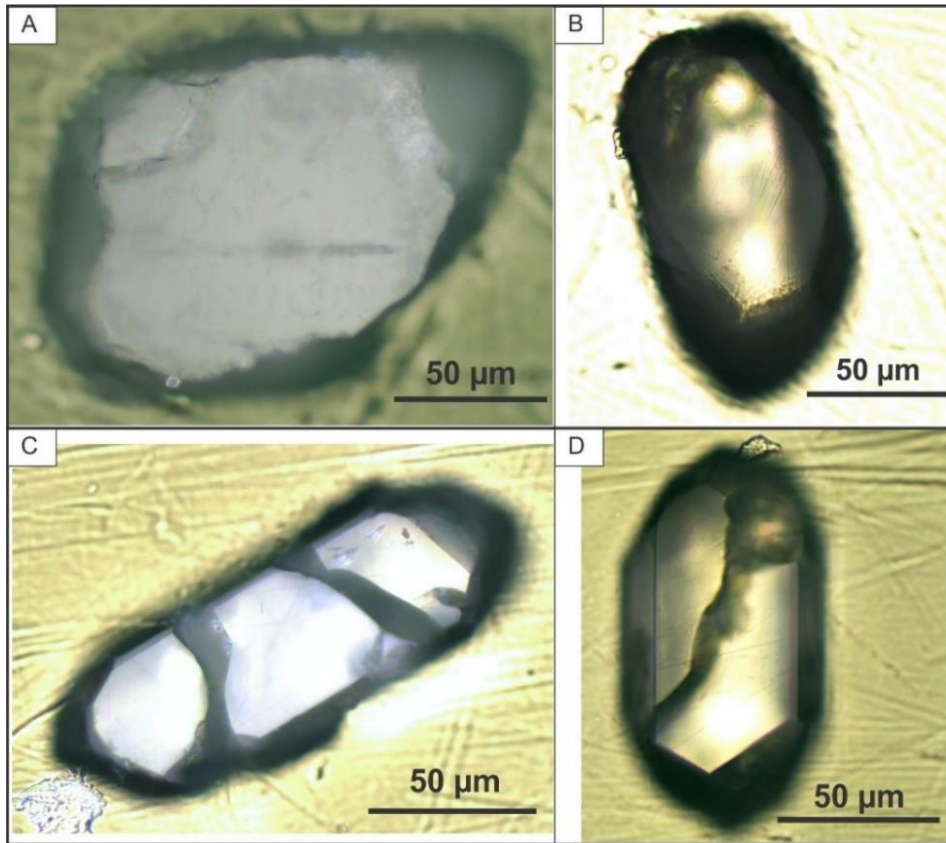


Fig. 3.22: Fotografías en microscopio binocular de la muestra TUC1 (C011). A y B: Granos anhedrales con bordes redondeados que tienen edades ZFT más antiguas. C y D. Granos euhedrales con edades ZFT más jóvenes.

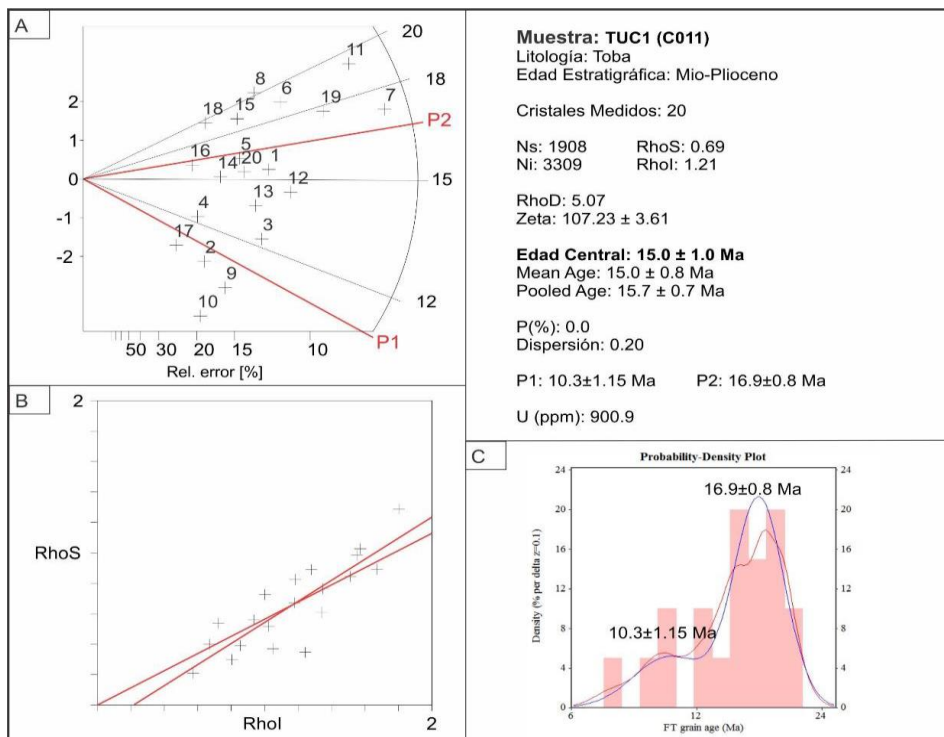


Fig. 3.23: Muestra TUC1 (C011). A: Distribución radial de edades por grano obtenidas de Trackkey, en rojo se indican las edades poblacionales. B: Relación entre densidad de trazas espontáneas (RhoS) y densidad de trazas inducidas (Rhol). C: Histograma de frecuencia de edades.

3.2.2.2 Toba TUC2

La muestra **TUC2** (Tabla 3.2), recolectada en la columna B-B' (Fig. 3.19 B), es una toba de edad estratigráfica aproximada Mio-Plioceno. Los granos montados en la probeta presentan variedad de formas, desde anhedrales y redondeados (algunos presentan zonación, con sobre-*etching* en los bordes), hasta granos euhedrales con formas alargadas a cortos, algunos con bordes un poco redondeados (Fig. 3.24).

Del mismo modo que la muestra TUC1, esta variabilidad en la morfología de granos, indica que la toba ha tenido cierto grado de transporte, es decir que se trata de una toba retrabajada o arenisca tobácea. Los resultados de ZFT se obtuvieron de la medición de 33 granos, aunque fueron descartados 13 por tener edades muy antiguas, considerando el objetivo del análisis. Con los 20 granos seleccionados, se obtuvo una edad central de 18.2 ± 1.5 Ma (Mioceno temprano), con una alta dispersión de edades individuales de granos (Fig. 3.25 A-B) Del mismo modo, la prueba $P(\chi^2)$, da un valor de $0.0\% < 5\%$, por lo cual se calcularon edades poblacionales (Fig. 3.25 C), obteniéndose una población de 10.8 ± 1.25 Ma (22.3 %) y una de 21.7 ± 1.25 (77.7 %). La muestra no presenta un reseteo total. Las edades más jóvenes, entre 5.6 y 9.9 Ma, se obtuvieron en los granos más euhedrales, por lo cual se puede considerar esto como la edad más próxima al evento eruptivo o de deposición de la toba (Mioceno tardío). Los granos con edades más viejas seguramente estén representando una fuente de procedencia.

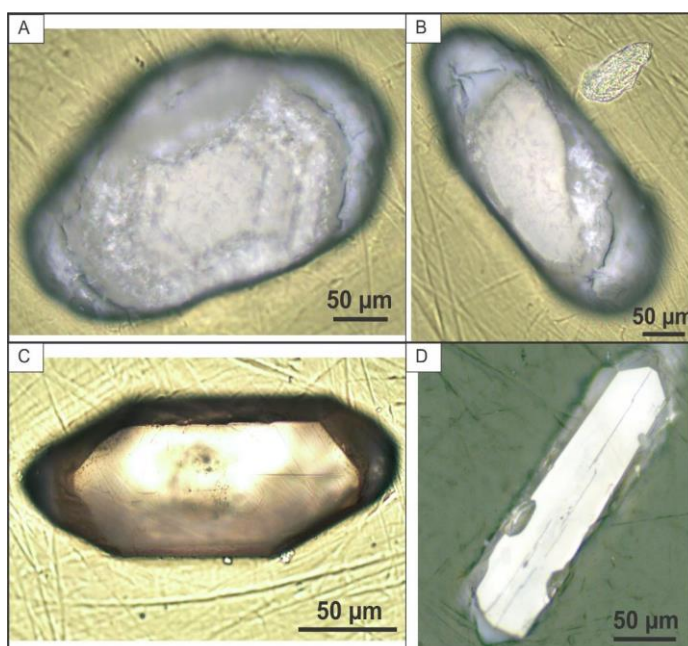


Fig. 3.24: Fotografías en microscopio binocular de la muestra TUC2 (C012). A y B. Granos anhedrales con bordes redondeados que tienen edades ZFT más antiguas. C y D. Granos euhedrales con edades ZFT más jóvenes.

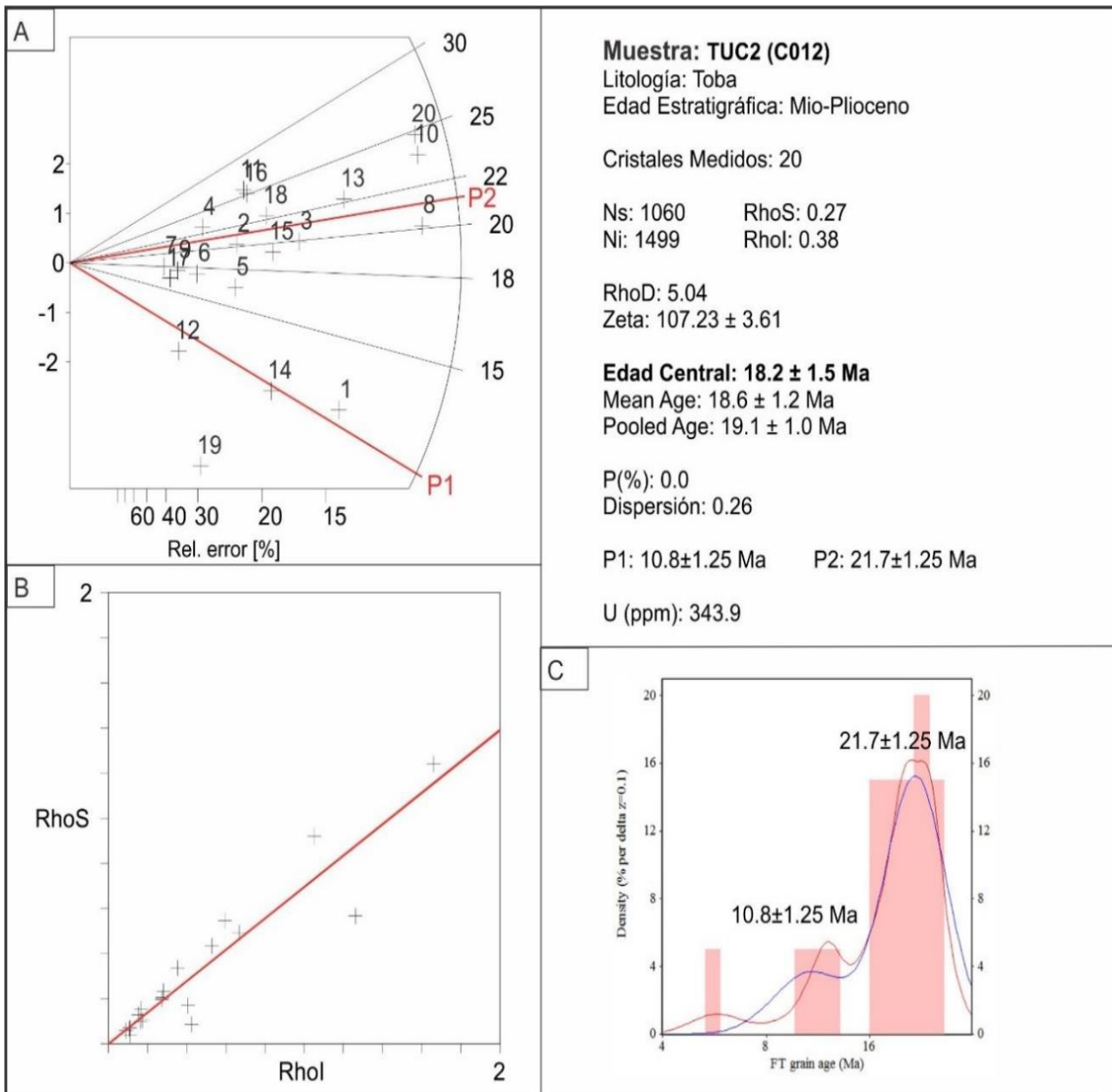


Fig. 3.25: Muestra TUC2 (C012). A: Distribución radial de edades por grano obtenidas de Trackkey, en rojo se indican las edades poblacionales. B: Relación entre densidad de trazas espontáneas (RhoS) y densidad de trazas inducidas (RhoI). C: Histograma de frecuencia de edades.

3.2.3 Características sedimentológicas-estratigráficas de la región de las Lomadas de Puerto Alegre

En la región de las Lomadas de Puerto Alegre (Fig. 3.9), fueron reconocidas cuatro Asociaciones de Facies (Fig. 3.26). Las tres primeras Asociaciones de Facies corresponden a la Formación Desencuentro, la cual yace en este sector por encima de potentes conglomerados marrones de la Formación Tarjados. La cuarta asociación de facies corresponde a los conglomerados de la Formación Santa Florentina.

Un episodio de sedimentación eólica es registrado en la Asociación de Facies (AF1) constituida por areniscas de colores castaños a rosados claros y grano medio, con estratificación cruzada de mediano a gran porte. La Asociación de Facies 2 (AF2) está compuesta por sucesiones de areniscas rojizas medianas a gruesas, sedimentadas en sistemas fluviales meandrosos. La Asociación de Facies 3 (AF3) es la más extendida regionalmente y presenta canalizaciones arenosas aisladas en una espesa sucesión de sedimentos finos correspondiente a extensas planicies fangosas. La Asociación de Facies 4 (AF4), incluye conglomerados grisáceos depositados por abanicos aluviales de alta eficiencia. En el arreglo vertical de las asociaciones de facies se reconoce una secuencia grano estrato creciente que muestran una progresión desde etapas con escaso relieve a depósitos gruesos que denotan un mayor gradiente topográfico.

3.2.3.1 Asociación de Facies 1 (AF1)

Descripción:

La Asociación de Facies 1 está expuesta a lo largo de los primeros 80 m del perfil estratigráfico (Fig. 3.26). Se compone mayormente por una sucesión de areniscas castañas a rosadas claras, de grano mediano, bien seleccionadas y friables. Las mismas se hallan estratificadas en cuerpos tabulares o acuñados, de bases netas y planas, cuya extensión lateral supera el kilómetro.

La fábrica interna es poco visible dada la relativa homogeneidad granulométrica. No obstante, se reconocen *sets* con estratificación entrecruzada comúnmente asintótica hacia la base (Fig. 3.27 A), que indican paleocorrientes dominantes desde el N-NE. Las caras frontales inclinan con moderado (20°) a alto ángulo (30°). Estos *sets* presentan espesores de entre 0,5 a 1,5 m están limitados por superficies planas de disposición subhorizontal (al ser rebatidas) semejantes a las superficies de truncamiento descritas por Stokes (1968). Al apilarse originan *cosets* con potencias que predominan entre 7 y 10 m, aunque pueden alcanzar los 30 m.

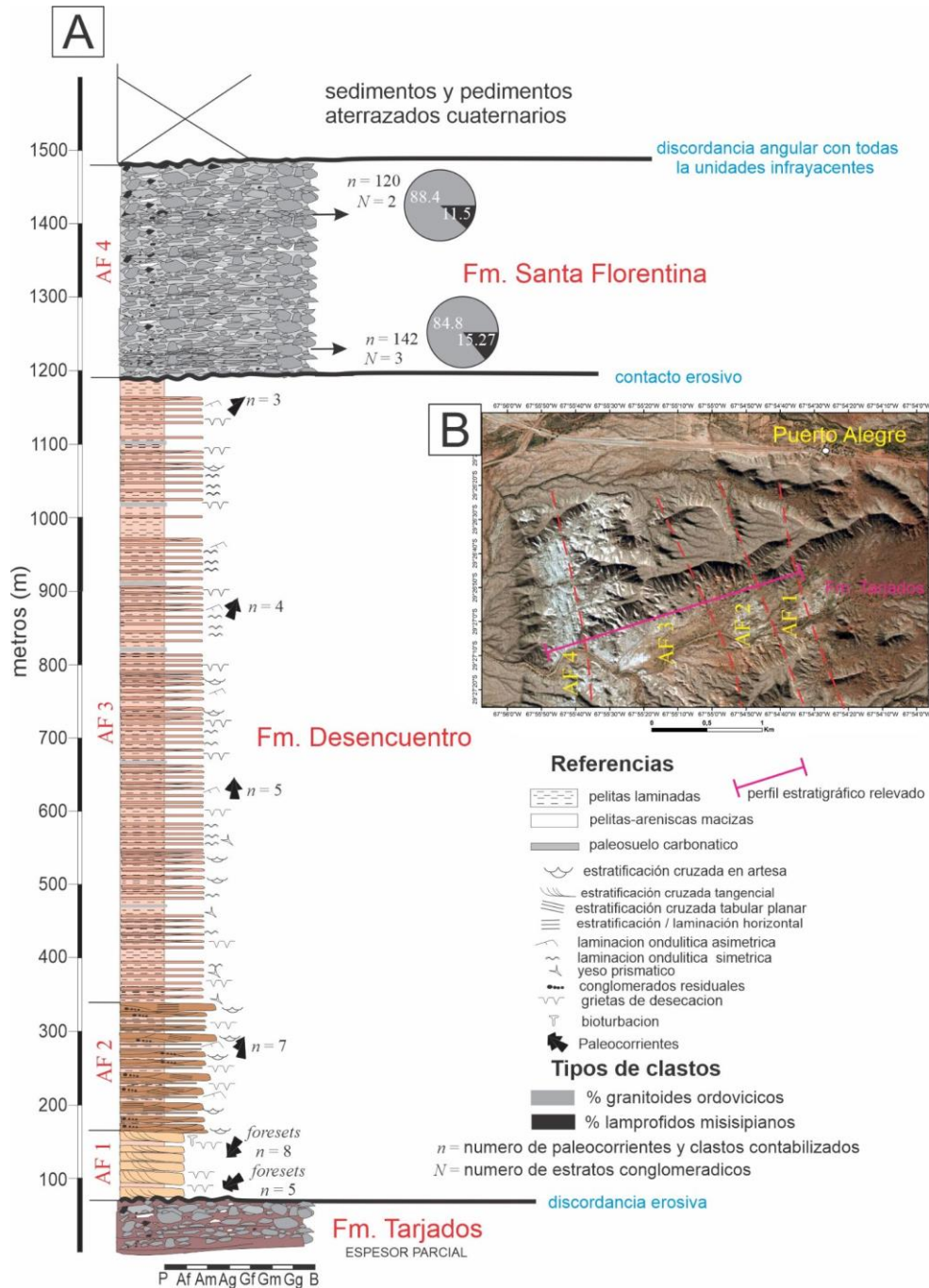


Fig. 3.26: A) Columna estratigráfica del Neógeno en la región de Puerto Alegre, extremo nororiental de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. B) Mapa de ubicación de la columna estratigráfica, y distribución de las Asociaciones de Facies reconocidas.

Además, niveles tabulares de pelitas pardas, masivas o laminadas, con espesores de hasta 1 m (Fig. 3.27 B) se interdigitan con los cuerpos arenosos. El rasgo más característico de esta facies son las grietas de desecación que penetran en ella hasta más de 10 cm de profundidad y son rellenadas por arenas blanquecinas a rosadas, bien seleccionadas (Fig. 3.27 C). Se reconoce también la intercalación de niveles delgados de evaporitas. En algunos casos puede observarse la superimpresión de tubos arenosos de

hasta 30 cm de largo y 5 cm de diámetro, con disposición oblicua hasta perpendicular a las capas (Fig. 3.27 D).

Interpretación:

La participación casi exclusiva de areniscas medianas y bien seleccionadas, conformando *sets* entrecruzados de mediano a gran porte, permitiría asignarles un origen eólico (Brookfield y Silvestro, 2010; y referencias allí citadas). De acuerdo a este origen, la estratificación entrecruzada con terminación basal asintótica es producida por el fenómeno ininterrumpido de lluvia de granos (*grain fall*) en la cara de avalancha de las dunas. La existencia de superficies de truncamiento de primer orden, además es consistente con la presencia de un campo de dunas medianas o protodunas transversales de crestas rectas que muestran paleovientos dirigidos hacia el norte-noreste, y áreas de interduna húmeda (Hunter, 1977).

Por su parte, las litofacies pelíticas corresponden a sectores de interdunas húmedas. Su gran distribución areal y reducido espesor indican también una deposición dentro de esta planicie de escaso gradiente, ocupada en algunos sectores por cuerpos de agua donde se habrían acumulado estos sedimentos finos por decantación. No obstante, las grietas de desecación sugieren frecuente desecación y exposición subaérea bajo condiciones de intensa evaporación (Langford y Chan, 1989). Los delgados niveles de evaporitas intercalados se originan por precipitación de sales a partir de estos cuerpos de agua que experimentan una intensa evaporación. Este tipo de preservación es frecuente en interdunas húmedas, donde se produce una alternancia entre etapas en las cuales la columna de agua se encuentra totalmente saturada en sales y otras en la que presenta estratificación. Por otra parte, la actividad biológica (bioturbación), habría sido favorable bajo las condiciones ambientales antes mencionadas, tal como lo sugiere la presencia de tubos verticales provocados por el desarrollo de raíces en los sedimentos finos primarios (Ahlbrandt *et al.*, 1978), los cuales habrían estado sujetos a procesos pedogenéticos una vez depositados (Retallack, 2001).

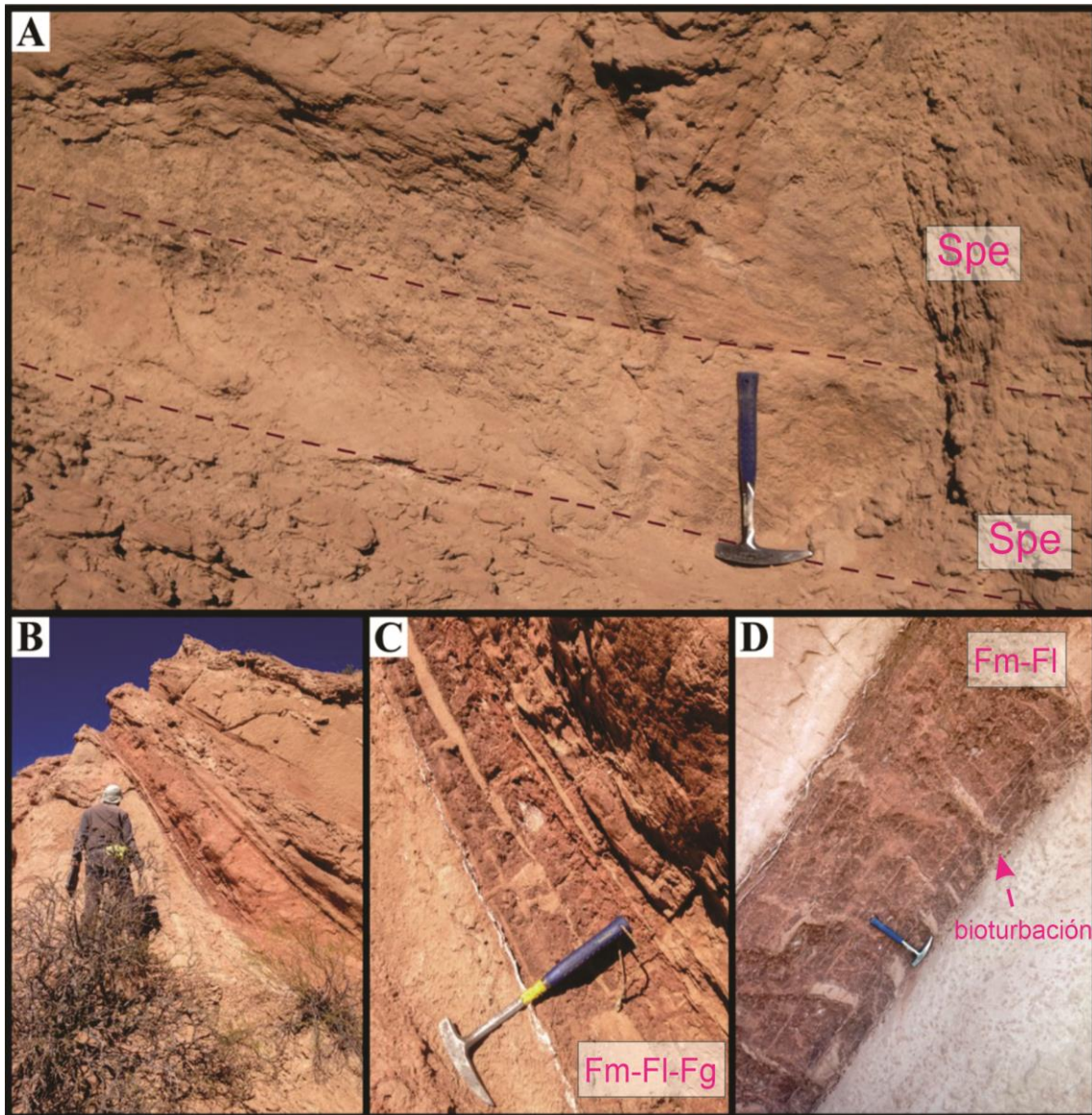


Fig. 3.27: Asociación de facies 1. A) Sets de areniscas medias con estratificación cruzada tangencial de escala mediana y grande, pertenecientes a la asociación de facies D. Las líneas discontinuas marcan las superficies subhorizontales de primer orden que limitan los sets entrecruzados. B) Estas areniscas se observan estratificadas en cuerpos tabulares de bases netas y planas, entre los que intercalan niveles pelíticos de geometrías tabulares también. C) Grietas de desecación afectan a la litofacies pelítica y son rellenadas con arenas. Obsérvese la profundidad de penetración de estas estructuras. D) Desarrollo de tubos arenosos verticales a subverticales en los niveles pelíticos. Nótese la presencia de láminas evaporíticas. Facies: FI: Limo-arcilla y arenas muy finas laminadas. Fm: Limo-arcilla y arenas muy finas masivas. Fg: Limo-arcilla con grietas de desecación. Spe: estratificación entrecruzada planar de gran escala.

Por comparación con otras unidades eólicas intercaladas en el Mioceno del Famatina (e.g., Dávila y Astini, 2003), presuntamente depositadas en ambientes intermontanos, estas arenas podrían estar relacionadas con campos eólicos en situaciones análogas, ubicados de manera marginal y/o distal a sistemas aluviales. Las tonalidades rosadas reconocidas en las litofacies arenosas podrían deberse a la posibilidad de encontrar en ellas una importante proporción de feldespato, lo que denota una limitada madurez mineralógica. Una fuente relativamente proximal de las arenas y una baja tasa de reciclado, dada por un

limitado tiempo de retrabajo y abrasión, pueden ser las causas de una escasa madurez en las eolianitas, hecho que caracteriza a estos depósitos en ambientes intermontanos.

3.2.3.2 Asociación de Facies 2 (AF2)

Descripción:

Las rocas de la Asociación de Facies 2 conforman sucesiones de areniscas rojizas medianas a gruesas, con pelitas de modo subordinado. Estas sucesiones están expuestas por aproximadamente 200 m en los términos intermedios del perfil estratigráfico relevado (Fig. 3.26). Las areniscas están estratificadas en cuerpos tabulares con bases planas, de hasta 1 m de espesor individual y centenares de metros de continuidad lateral (Fig. 3.28 A). Internamente, pueden ser masivos o presentar laminación horizontal y entrecruzamientos planar de bajo ángulo. Además, pueden incluir en sus bases abundantes intraclastos pelíticos. Estos cuerpos se encuentran separados entre sí por delgados bancos pelíticos.

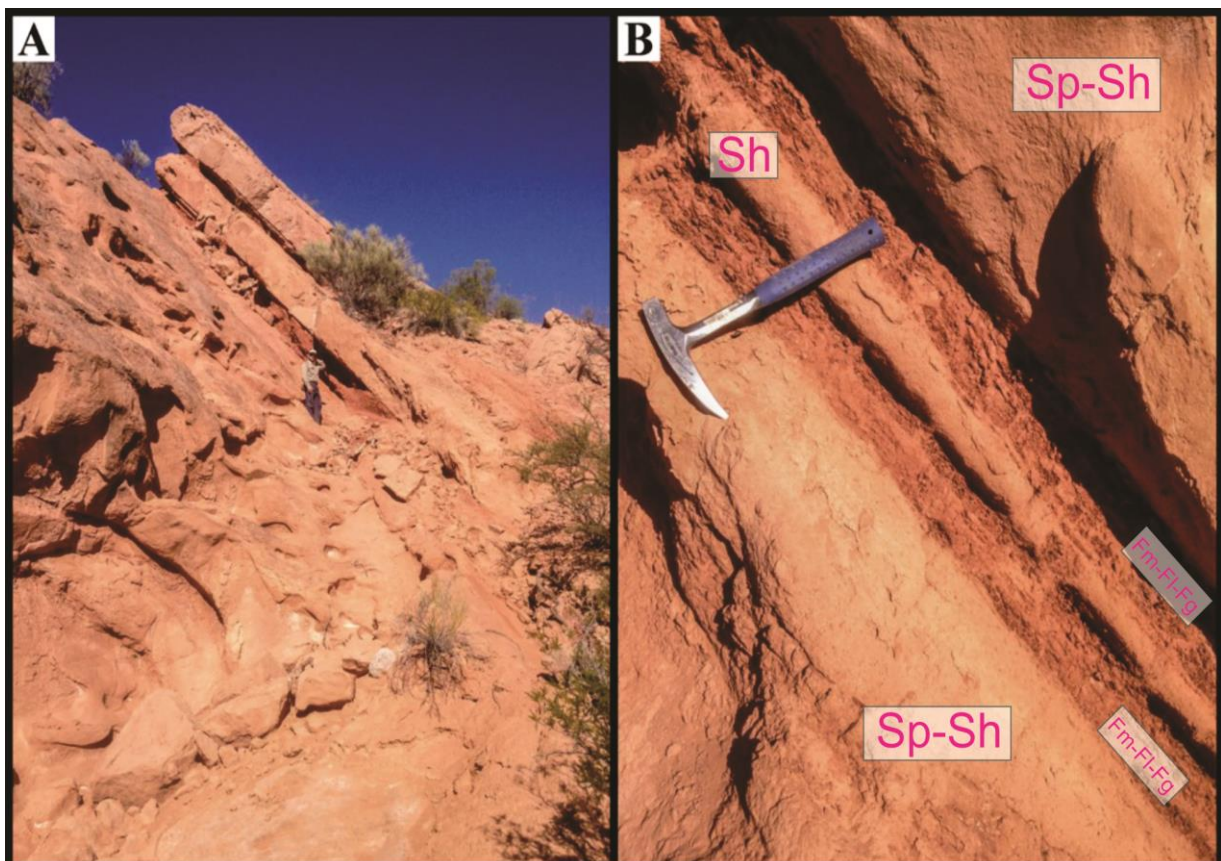


Fig. 3.28: Asociación de facies 2. A) Cuerpos arenosos tabulares entre los que se reconocen intercalaciones pelíticas. B) Niveles fangosos tabulares, donde areniscas con geometría plano-convexa se intercalan entre las pelitas. Nótese el desarrollo reiterado de grietas de desecación rellenas por depósitos arenosos. Facies: Fl: Limo-arcilla y arenas muy finas laminadas. Fm: Limo-arcilla y arenas muy finas masivas. Fg: Limo-arcilla con grietas de desecación. Sh: Areniscas con laminación horizontal. Sp: Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar.

Las pelitas son pardo-rojizas, masivas o laminadas, y pueden hallarse formando cuerpos tabulares de hasta 0,5 m de potencia, comúnmente afectados por grietas de desecación con rellenos arenosos (Fig. 3.28 B). En ocasiones, cuerpos de areniscas con bases planas y techos convexos hacia arriba han sido identificados inmersos en los depósitos pelíticos (Fig. 3.28 B).

Interpretación:

Los cuerpos de areniscas tabulares corresponden a depósitos de canales fluviales que incluyen formas de lecho arenosas (barras). Estos canales habrían experimentado una importante migración lateral, lo cual se expresa en la marcada tabularidad de los cuerpos.

Las intercalaciones pelíticas representan depósitos de planicies de inundación o de sobre banco por abandono de canal, mientras que los cuerpos arenosos de base plana y techo convexo inmersos en los depósitos pelíticos son interpretados como lóbulos de desbordamiento (*crevasse splay*). Estos últimos corresponden a depósitos ubicados en el área intercanal, los cuales crecieron verticalmente por la alternancia de procesos de decantación y crecidas no encauzadas (Nanson y Croke, 1992).

El delgado espesor de los niveles de planicies de inundación puede ser debido a la dinámica de los canales, los cuales al migrar lateralmente sobre estos depósitos retrabajaron a los mismos y los incorporaron como clastos pelíticos en sus bases.

Por todo lo anteriormente expuesto, esta asociación de facies correspondería a depósitos de sistemas fluviales meandriformes.

3.2.3.3 Asociación de Facies 3 (AF3)

Descripción:

La Asociación de Facies 3 se halla mejor representada en la parte media-superior del perfil estratigráfico (Fig. 3.26), alcanzando unos 840 m de espesor. Está conformada predominantemente por una alternancia rítmica de pelitas y areniscas muy finas a medianas, con coloración rojiza y parda (Fig. 3.29 A). Geométricamente, estos depósitos poseen una marcada tabularidad, con espesores de hasta 2 metros y muy buena continuidad lateral hacia el sur del perfil estratigráfico relevado (Fig. 3.9). Las pelitas son masivas y moteadas, y suelen presentar laminación paralela o horizontal, mientras que las areniscas pueden ser masivas o pueden presentar laminación horizontal, gradación normal y laminación ondulítica de corriente (Fig. 3.29 A). Además, se observan grietas de desecación de forma

recurrente en esta asociación y algunos niveles se hallan fuertemente cementados por carbonatos.

Delgadas capas de areniscas de grano medio y geometría mantiforme, con espesores de 2 a 30 cm y una remarcable continuidad lateral, aparecen en proporciones subordinadas entre los depósitos pelíticos y de areniscas finas (Fig. 3.29 B). Estas capas presentan base neta planar, en las que se identifican por lo general varias unidades granodecipientes menores apiladas e integradas por areniscas con laminación paralela con partición pelítica y con óndulas de corriente (Fig. 3.29 A-B). Además, y de manera aislada entre la sucesión de sedimentos finos, se reconocen varios niveles de areniscas medianas a gruesas, rojizas a marrones claras, con espesores que varían de 0,5 a 1,2 m. Estos niveles son lateralmente extensos, y conforman cuerpos con geometrías tabulares a lentiformes (Fig. 3.29 C). Internamente estos cuerpos son predominantemente macizos, y suelen presentar estratificación entrecruzada tabular planar o estratificación horizontal o paralela.

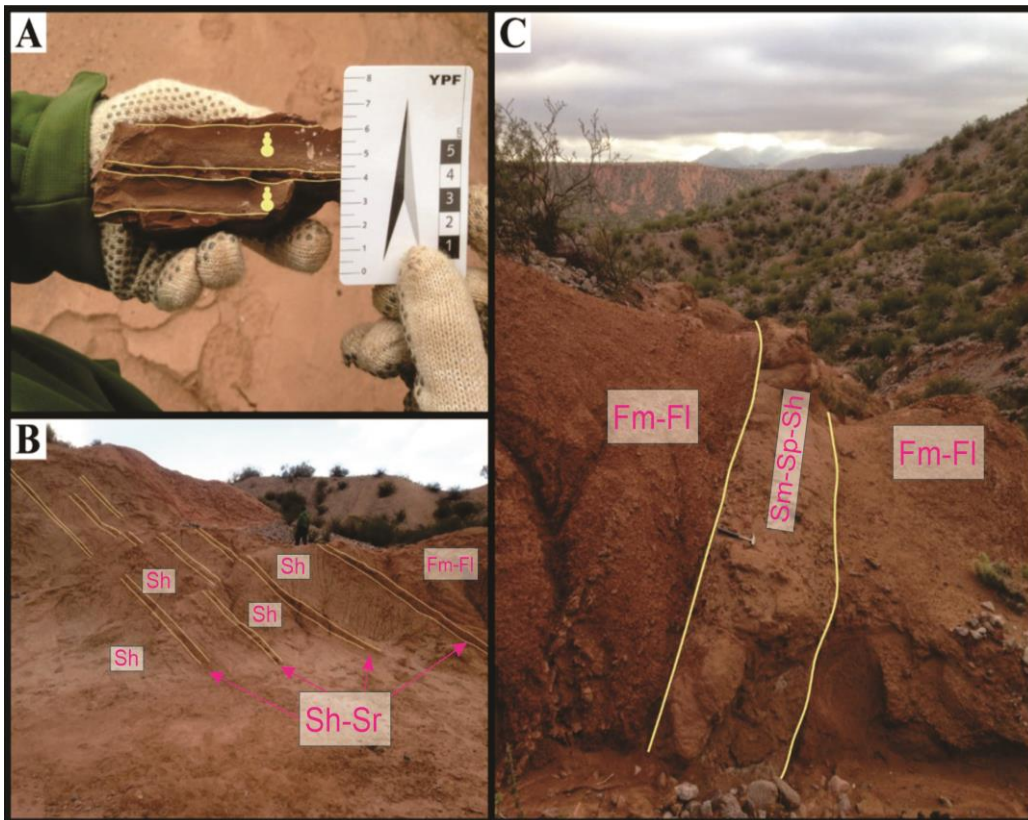


Fig. 3.29: Asociación de facies 3. A) Alternancia de pelitas y areniscas muy finas que domina la asociación de facies 3. Nótese el arreglo gradado normal de esta sucesión fina. B) Delgados niveles mantiformes de areniscas medianas aparecen en proporciones subordinadas. C) Cuerpos tabulares a lentiformes de areniscas gruesas se hallan de forma aislada entre los sedimentos finos. Facies: FI: Limo-arcilla y arenas muy finas laminadas. Fm: Limo-arcilla y arenas muy finas masivas. Sm: Areniscas masivas. Sh: Areniscas con laminación horizontal. Sp: Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar. Sr: Areniscas con laminación ondulítica de corriente.

Interpretación:

El predominio de litofacies pelíticas, depositadas bajo condiciones de bajo régimen de flujo entre las que intercalan numerosos episodios de alta energía de pequeña magnitud, representa depósitos de planicie de inundación (elemento arquitectural “OF”; Miall, 1996). Las delgadas intercalaciones mantiformes de areniscas, con ausencia de bases erosivas, dominio de estratificación paralela y presencia de particiones pelíticas, indican condiciones alternantes de bajo y alto régimen de flujo en un ambiente de aguas someras sin confinar. Estos eventos comúnmente están relacionados a láminas de desborde (elemento arquitectural “CS”; Miall, 1996), asociadas a flujos con una carga de sedimentos con velocidades y capacidad de transporte que disminuyen drásticamente en un corto lapso. Estas condiciones son características de eventos de inundación durante los cuales el canal se expande lateralmente.

La participación carbonática estaría asociada con variaciones del nivel freático que producen anegamientos episódicos, y el moteado presente en las pelitas podría deberse a una limitada pedogénesis post-deposicional que eliminó las estructuras primarias (Retallack, 2001). Esto es consistente con el desarrollo de delgados niveles de paleosuelos carbonáticos.

Los cuerpos individuales de areniscas medianas a gruesas corresponden a canales fluviales mono episódicos (Miall, 1996), de alta sinuosidad y con carga de lecho predominantemente arenosa.

Resumiendo, esta asociación de facies es característica de un sistema fluvial efímero de carga mixta (traccional-suspensivo), constituido por extensas planicies fangosas. Estas habrían estado cubiertas por cuerpos de agua someros, donde los intervalos de decantación dominantes se ven interrumpidos por otros de tracción (tanto uni como bidireccional). La preservación de planicies de inundación tan desarrolladas y la poca interconexión de los cuerpos canalizados apuntan a tasas de subsidencia altas, asociadas a una rápida agradación (Alexander y Leeder, 1987). No obstante, puede alternativamente deberse a una baja frecuencia de avulsión (Heller y Paola, 1996).

3.2.3.4 Asociación de Facies 4 (AF4)

Descripción:

Los últimos 280 m del perfil estratigráfico están representados por la Asociación de Facies 4 (Fig. 3.27). La AF 4, está constituida principalmente por conglomerados matriz soportados de colores grisáceos, que alternan de manera subordinada con bancos de areniscas sabulíticas.

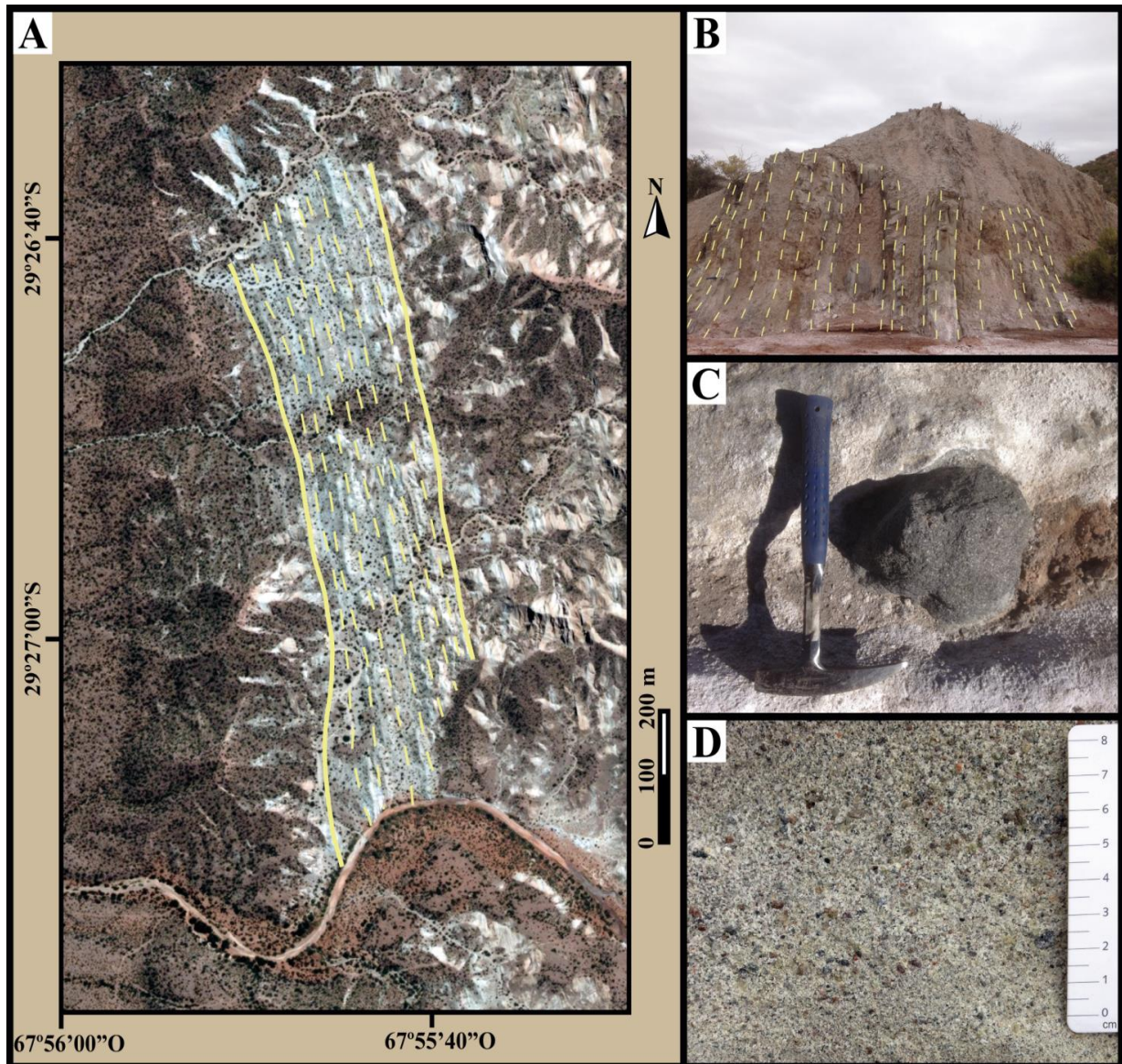


Fig. 3.30: A) Imagen satelital donde se distinguen en tonos grises los niveles conglomerádicos que conforman la asociación de facies 4. Nótese el rasgo tabular de los cuerpos. B) Fotografía a escala del afloramiento, donde aún puede percibirse la tabularidad de los depósitos. C) Los clastos, subredondeados y con formas equidimensionales, pueden alcanzar el tamaño granulométrico de bloque. Obsérvese la presencia de bloques de litologías ígneas máficas (lamprófidos). D) Matriz arenoso-sabulítica en la que no se reconocen estructuras internas.

En la Asociación de Facies 4, se observan de cuerpos tabulares de entre $\sim 0,3$ y 2 m de espesor y con una extensa continuidad lateral en sentido N-S (Fig. 3.30 A-B). Los

conglomerados se observan pobremente seleccionados y carecen de estructuras internas. Composicionalmente se caracterizan por una predominancia de clastos plutónicos félsicos, que incluyen granitos, granodioritas y tonalitas (84-88 %). En menor proporción se observan rocas plutónicas máficas, principalmente lamprófidos (15-11%). Desde el punto de vista textural, exhiben clastos que ocasionalmente alcanzan el tamaño bloque, subangulares a redondeados (Fig. 3.30 C), inmersos en una matriz arenoso-sabulítica (Fig. 3.30 D). En consecuencia, pueden ser clasificados como ortoconglomerados polimícticos. Por su parte, los niveles arenosos-sabulíticos suelen ser predominantemente macizos, aunque en algunos bancos se observa gradación normal, estratificación horizontal difusa y estratificación entrecruzada en artesas.

Interpretación:

Estos niveles conglomerádicos habrían sido depositados por canales gravosos entrelazados en sectores medios a proximales de abanicos aluviales no cohesivos (tipo “NC” de Blair y McPherson, 2009). Esto es apoyado por el tamaño máximo de sus clastos y la ausencia de facies fangosoportadas. El dominio de variedades no cohesivas y la escasa estructuración interna revela que dentro del mismo prevalecieron los procesos de flujos turbulentos hiperconcentrados (Smith, 1986), donde la mayor parte de los sedimentos fueron transportados como carga de lecho y de manera rápida (Todd 1989), mediante mecanismos predominantemente inerciales (Pierson y Costa 1987, Whipple 1997).

3.3 Síntesis estratigráfica y correlación regional del Neógeno

A partir de las observaciones realizadas y considerando las edades de sedimentación, se puede establecer que la depositación cenozoica en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión habría comenzado inmediatamente luego del límite Oligoceno – Mioceno. Esta propuesta está sustentada con las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en bloques de andesitas de la Formación La Moradita (Astini *et al.*, 2017). A su vez, las edades son consistentes con la edad máxima de depositación de ~20 Ma para las formaciones Quebrada del Médano y Río Mañero, estimada mediante el estudio magnetoestratigráfico de Reynolds (1987). Sin embargo, es probable que en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión exista un registro sedimentario pre-Mioceno (Cretácico-Paleógeno), potencialmente vinculado a la Formación Cerro Rajado, al igual que ocurre en la región de la Precordillera oriental de San Juan y La Rioja (Tabla 3.3; Limarino *et al.*, 2017; Reat y Fosdick, 2018).

Trabajo	Jordan et al. (2001) Reat y Fosdick (2018)	Limarino et al. (2017)	Limarino et al. (2017)	ESTA TESIS	Dávila y Astini (2007)	Deri et al. (2021)
Ubicación	Depocentro del Bermejo <i>Precordillera Oriental y subsuelo (San Juan)</i>	Depocentro La Troya <i>Río La Troya (La Rioja)</i>	Depocentro Vinchina <i>Sa. de Los Colorados (La Rioja)</i>	Depocentro Ischigualasto - Villa Unión <i>(La Rioja)</i>	Depocentro Famatina Central <i>Sa. de Famatina (La Rioja)</i>	Depocentro Fiambalá <i>(Catamarca)</i>
Edad						
Pleistoceno 2,58-0,0117 Ma	Fm. Mogna	Fm. El Corral	"conglomerados pleistocenos"	Fm. Santa Florentina	Fm. Santa Florentina	Fm. Rodados de la Puna
Plioceno 5,3-2,58 Ma	Fm. Río Jáchal	?	Fm. Toro Negro (Mb. Sup)			
	Fm. Quebrada de Cura Fm. Huachipampa	Fm. Zapallar	Fm. Toro Negro (Mb. Inf)			
	Fm. Quebrada del Jarillal	Fm. Vinchina (Mb. Inferior)	Fm. Vinchina (Mb. Sup.)			
	Fm. Río Salado Fm. Cerro Morado	Fm. Vinchina (Mb. Inferior)	Fm. Vinchina (Mb. Inferior)			
Mioceno 23,03-5,3 Ma	Fm. Cerro Morado	Fm. Cerro Morado	Fm. Vinchina (Mb. Inferior)	Fm. Quebrada del Médano	Fm. Río Mañero	Fm. Santo Domingo Fm. Del Buey Fm. Del Abra Fm. Del Crestón
	Fm. Vallecito	Fm. Vallecito	Fm. Vallecito	Fm. La Moradita		
	Fm. Puesto de la Flecha	Fm. Puesto de la Flecha	Fm. Puesto de la Flecha			
Oligoceno 33,9-23 Ma						
Eoceno 56-33,9 Ma						
Paleoceno 66-56 Ma						
Cretácico 145-66 Ma	Fm. Cienaga del Río Huaco	Fm. Cienaga del Río Huaco		Fm. Cerro Rajado		

Tabla 3.3: Comparación del ordenamiento estratigráfico y nomenclatura cretácica-neógena utilizada por diversos autores en diferentes los diferentes depocentros de la "Gran Cuenca del Bermejo". Esta tabla o cuadro incluye el nuevo e inédito ordenamiento estratigráfico propuesto en esta tesis para la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Los recuadros en color gris representan los hiatus entre las unidades. El signo de interrogación representa los límites geocronológicos inciertos e inferidos de la Formación Cerro Rajado.

Los datos geocronológicos de la Formación La Moradita, establecen un evento volcánico restringido a la región de los anticlinales Cerro Rajado y Cerro Bola (Figs. 3.1; 3.12), el cual ocurrió entre *ca.* 20-18 Ma, y cuyo registro está interdigitado con los depósitos de la base de la Formación Río Mañero (Malizzia 1987; Tabla 3.3). Este evento volcánico es anterior a la horizontalización de la Placa de Nazca ocurrida entre el Mioceno tardío y Plioceno, permitiendo así realizar correlaciones regionales con sistemas volcánicos similares y coetáneos de la Precordillera (Fm. Cerro Morado), y la Sierra de Famatina (Fm. Del Crestón); (*e.g.*, Limarino *et al.*, 2002; Dávila *et al.*, 2004). De esta manera, este episodio volcánico constituye una importante línea de tiempo, que precede los espesos depósitos detríticos-evaporíticos sinorogénicos que caracterizan al antepaís andino entre los paralelos 28° y 31° S (*e.g.*, Johnson *et al.*, 1986; Malizzia *et al.*, 1995; Jordan *et al.*, 2001; Dávila 2005, Dávila y Astini 2007; Georgieff *et al.*, 2009; Limarino *et al.*, 2017; Stevens Goddard y Carrapa, 2018; Stevens Goddard *et al.*, 2020, entre otros).

Las subdivisiones estratigráficas y nomenclaturas formacionales de los depósitos de cuenca de antepaís varían de acuerdo a diferentes depocentros localizados entre las provincias de Catamarca, La Rioja y San Juan (Tabla 3.3). Sin embargo, existen tendencias litológicas y de facies sedimentarias que son consistentes entre los diferentes depocentros, sugiriendo una evolución tecto-sedimentaria similar entre ellos. Esto último se encuentra

vinculado a la reorganización e interconexión de los sistemas fluviales entre los depocentros, motivo por el cual, Stevens Goddard *et al.*, (2020) propone denominar esta región del antepaís andino, como la “Gran Cuenca del Bermejo”. Si bien estos autores, proponen un esquema de correlación regional entre las diferentes unidades de los depocentros, en este apartado se propone un nuevo esquema de correlación regional (Tabla 3.3), integrando las propuestas de Jordan *et al.*, (2001); Dávila y Astini (2007), Limarino *et al.*, (2017) y Deri *et al.*, (2021), con la nueva propuesta estratigráfica y datos geocronológicos del Neógeno presentada en los apartados 3.1.5 y 3.2. Esto constituye un insumo necesario para la interpretación de estratos de crecimiento y datos termocronológicos de baja temperatura, permitiendo así proponer esquemas de la evolución del sistema de antepaís, integrando en el mismo a la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (véase Capítulo 8).

Dentro del ámbito de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, el registro sedimentario de la Formación Río Mañero tiene una edad mínima de depositación estimada en 13-12 Ma. Esta edad está sustentada por el estudio magnetoestratigráfico de Reynolds (1987), ajustado con el relevamiento estratigráfico de Malizzia *et al.*, (1995), y una edad de $15,0 \pm 2,7$ Ma en el Miembro RM3 (Fig. 3.14), mediante el método de trazas de fisión en circones (Tabbutt, 1987). La edad mínima de 13-12 Ma, es a su vez consistente con la población más joven de circones ígneos datados en la muestra P001 de la Formación Quebrada del Médano (Fig. 3.13; Lemos-Santos *et al.*, 2019), ubicada en proximidad al techo de la unidad (Fig. 3.12). Esto último permite validar el esquema de correlación lateral entre ambas formaciones, a lo largo del borde occidental y norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (tabla 3.1; Parker 1974; Bossi 1977; Malizzia 1987; Malizzia *et al.*, 1995; Lemos-Santos *et al.*, 2019).

En un esquema regional (Tabla 3.3), las formaciones Quebrada del Médano y Río Mañero se correlacionan temporalmente con las formaciones Río Salado y Quebrada del Jarillal del depocentro Bermejo en la precordillera oriental de San Juan (Jordan *et al.*, 2001 y referencias allí citadas). Hacia el noroeste y norte, se correlacionan con el Miembro Inferior de la Formación Vinchina, en el depocentro La Troya-Vinchina de la Precordillera riojana (Limarino *et al.*, 2017, y referencias allí citadas). También cabe destacar que las formaciones Quebrada del Médano y Río Mañero, serían equivalentes a los estratos del Mioceno inferior a medio que afloran en la región del Famatina Central (Dávila 2005, Dávila y Astini 2007; Candiani *et al.*, 2011), como lo son las formaciones Del Abra (Mioceno inferior

medio), Del Buey (Mioceno medio), y Santo Domingo (Mioceno medio). Por último, hacia el norte del Famatina Central (Depocentro Fiambalá), las formaciones Quebrada del Médano y Río Mañero podrían correlacionarse con el Miembro Inferior y Medio de la Formación Tamberias, recientemente reorganizada cronoestratigráficamente por Deri *et al.*, (2021).

Hacia el sector nororiental y oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, las formaciones Quebrada del Médano y Río Mañero no afloran (tabla 3.1), por lo que se deduce que ambas unidades se acuñan hacia esos sectores, a lo largo del subsuelo de la cuenca, siendo cubiertas por más de 1000 metros de sedimentitas, correspondientes a la Formación Desencuentro.

Una edad miocena tardía comprendida entre los 12,9 y 6,1 Ma fue establecida para la Formación Desencuentro (Malizzia *et al.*, 1995, y referencias allí citadas). Esta edad fue luego confirmada por el estudio paleontológico de Georgieff *et al.*, (2004), y por las edades U-Pb en circones detríticos y niveles tobáceos suministradas por Lemos-Santos *et al.*, (2019). A su vez, las nuevas edades (más jóvenes) de trazas de fisión en circones (apartado 3.2.2), obtenidas en niveles tobáceos de los perfiles relevados en el sector norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (sector Las Tucumanesas; tabla 3.1), permiten confirmar la edad Mioceno tardío de la Formación Desencuentro. Sin embargo, ante la escasez de datos geocronológicos en el techo de la Formación Desencuentro, la misma podría tener una edad mínima de sedimentación pliocena.

Los afloramientos relevados en el sector nororiental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (sector Lomas de Puerto Alegre; tabla 3.1), fueron asignados a la Formación Desencuentro, de acuerdo a criterios litoestratigráficos, basados en la similitud de facies y continuidad lateral de los afloramientos hacia el sur y oeste de la cuenca, donde se dispone de edades absolutas y datos bioestratigráficos (Malizzia *et al.*, 1995; Georgieff *et al.*, 2004; Lemos-Santos *et al.*, 2019). Los primeros 120 m del perfil estratigráfico de Puerto Alegre, correspondientes a depósitos eólicos, podrían llegar a jerarquizarse como una nueva unidad formacional de acuerdo al Código Argentino de Estratigrafía (1992). Esto estaría sustentado de acuerdo al carácter distintivo en cuanto a litología y espesor, como así también los contactos netos que la separan claramente de los depósitos entre los que se posiciona estratigráficamente. Sin embargo, al no tener certezas sobre su continuidad lateral hacia el norte y sur de la cuenca, se prefiere asignar este término eólico al Miembro D1 basal de la Formación Desencuentro (Malizzia, 1987; tabla 3.1), donde Georgieff *et al.*,

(2004) reconocieron un sistema de dunas eólicas transversales. De esta manera el registro neógeno en el extremo nororiental de la cuenca comenzaría a los ~13 Ma (Malizzia *et al.*, 1995; Lemos-Santos *et al.*, 2019).

El resto de la sucesión sedimentaria en el perfil de Puerto Alegre, sin considerar los depósitos conglomerádicos cuspidales, presentan notables afinidades similitudes con los miembros D2 y D3 de la Formación Desencuentro (Malizzia, 1987). Particularmente la asociación de facies 2, propuesta en el perfil de Puerto Alegre, es interpretada como sistemas fluviales meandrosos, que se asemejan al Miembro D2, aunque existen diferencias con las propuestas paleoambientales de Malizzia *et al.*, (1995) y Georgieff *et al.*, (2004), posiblemente fundadas en criterios interpretativos distintos (Miall, 2014; y referencias allí citadas). Por lo contrario, la asociación de facies 3, propuesta en el mismo perfil, presenta una notable correspondencia litofacial, con el Miembro D3, caracterizado por una espesa alternancia de depósitos arenosos finos y pelitas, vinculados a planicies fangosas con canalizaciones incipientes.

De acuerdo a su posición estratigráfica, información geocronológica y paleontológica, la Formación Desencuentro puede ser correlacionada en un esquema regional (tabla 3.3), con las formaciones Huachipampa, Quebrada de Cura y Río Jáchal del depocentro Bermejo en la precordillera oriental de San Juan (Jordan *et al.*, 2001 y referencias allí citadas). Además, puede ser correlacionada con la Formación Zapallar, que aflora en la Precordillera riojana, como así también con el Miembro Superior de la Formación Vinchina, y posiblemente con la sección inferior de la Formación Toro Negro de la Cuenca de Vinchina (Limarino *et al.*, 2017, y referencias allí citadas). En la región del Famatina Central, la Formación Desencuentro sería equivalente a la Formación El Durazno (Dávila 2005, Dávila y Astini 2007; Candiani *et al.*, 2011). Por último, y de acuerdo a la reciente reorganización cronoestratigráfica de Deri *et al.*, (2021) en la región del Bolsón de Fiambalá (Catamarca), la Formación Desencuentro sería equivalente a los estratos del Miembro Superior de la Formación Tamberia, como así también al Miembro Inferior de la Formación Guanchín.

Los perfiles estratigráficos de la región de Las Tucumanesas y las Lomadas de Puerto Alegre finalizan con diversos depósitos areno-conglomerádicos, los cuales son asignados por su notable similitud litológica y composicional a la Formación Santa Florentina (De Alba, 1979). Esta unidad posee una edad plio-pleistocena, y aflora ampliamente en la Sierra de Famatina y en sus sectores pedemontanos (Candiani *et al.*, 2011; 2022). Recientemente, Fauqué *et al.*, (2020) cartografiaron depósitos relevados en la

región de Las Tucumanesas y las Lomadas de Puerto Alegre, y los asignaron a la Formación El Corral, considerada como un equivalente cronoestratigráfico a la Formación Santa Florentina (tabla 3.3), en el depocentro de La Troya en la Precordillera riojana (Tedesco *et al.*, 2013, Limarino *et al.*, 2017). Sin embargo, se considera que esta propuesta no es válida para la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, ya que los depósitos conglomerádicos analizados en la región de Las Tucumanesas y las Lomadas de Puerto Alegre, carecen de clastos con procedencia desde la Precordillera. Estos clastos provienen principalmente de las espesas secuencias clásticas y carbonáticas ordovícicas-devónicas (Tedesco *et al.*, 2013).

Además, a la anteriormente mencionada correlación regional de la Formación Santa Florentina con la Formación El Corral, los depósitos de la Formación Santa Florentina también se correlacionan con la Formación Mogna del depocentro Bermejo en la precordillera oriental de San Juan (Jordan *et al.*, 2001 y referencias allí citadas). Por otra parte, es probable que los términos cuspidales de la Formación Toro Negro, que afloran en el depocentro Vinchina, puedan correlacionarse con la Formación Santa Florentina, ya que los mismos suministraron edades pleistocenas (Amidon *et al.*, 2016).

Capítulo 4: Estudio de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión mediante el método sísmico de reflexión 2D

4.1 Introducción

El método sísmico de reflexión es ampliamente utilizado para los estudios de exploración de recursos hidrocarburíferos en cuencas sedimentarias (Sheriff, 1980; Yilmaz, 2001; Herron, 2011; entre otros). Los datos obtenidos por este método pueden ser procesados para revelar detalles del relleno sedimentario y de las estructuras geológicas en escalas desde las decenas a miles de metros en la corteza terrestre (e.g., Cominguez y Ramos, 1991; Zapata y Allmendinger, 1996).

Parte del éxito del método sísmico de reflexión yace en el hecho que los datos adquiridos en campo pueden ser procesados para producir secciones o perfiles del relleno sedimentario y de la estructura del subsuelo (“sísmica 2d”), tal como es el caso de los datos sísmicos disponibles en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Fig. 4.1). Disponiendo de estos perfiles, un geólogo o un geofísico puede luego realizar interpretaciones sismoestratigráficas y estructurales, mediante el entendimiento de las respuestas del pulso sísmico sobre el entorno geológico (Badley, 1985; Veeken, 2013). Esta respuesta es obtenida por la reflexión generada en un límite o interfase de impedancia acústica, la cual se encuentra condicionada por las propiedades de las litologías por encima y por debajo de la interfase, como así también, por la naturaleza del pulso sísmico (onda P o S) que impacta en la interfase (Sheriff, 1980; Yilmaz, 2001; Herron, 2011).

La interpretación sísmica depende fundamentalmente de la calidad del dato sísmico; a una mejor calidad, más precisa y real será la interpretación (Badley, 1985). En términos generales hay tres elementos que condicionan la calidad del dato sísmico y la “interpretabilidad” (ver, Herron, 2011): la detección (relación señal/ruido), resolución (temporal y espacial), y la fidelidad de la imagen (enfoque y posicionamiento).

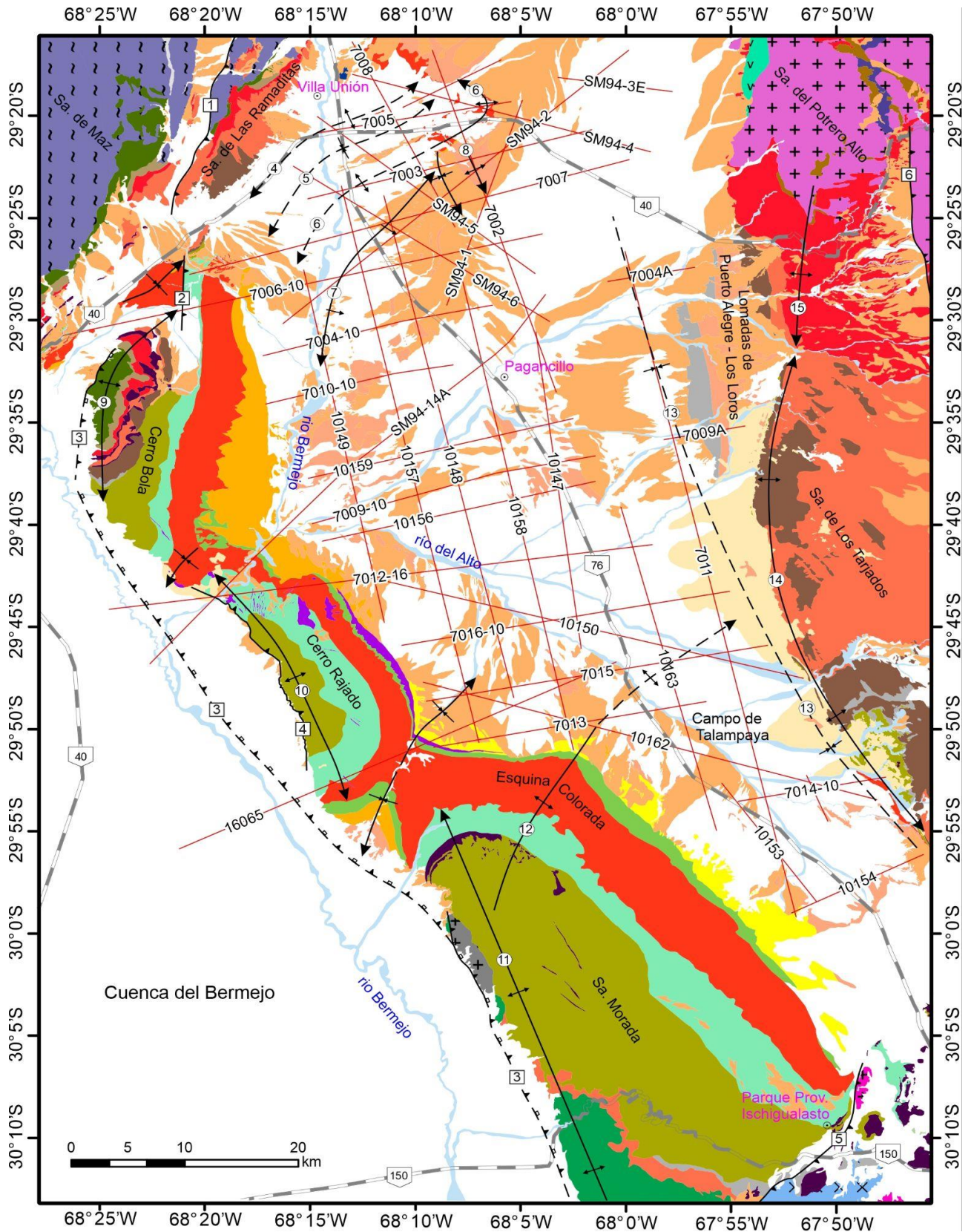


Fig. 4.1: Mapa geológico de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, mostrando la disposición de todos los perfiles sísmicos (líneas rojas) que fueron interpretados en la presente tesis. Este mapa fue utilizado como mapa base para el proyecto de interpretación sísmica. Basado en Candiani *et al.*, (2011, 2022), Fauqué *et al.*, (2020), Camilletti *et al.*, (2020) y cartografía geológica propia basada en las tareas de campo realizadas durante el transcurso de esta tesis.

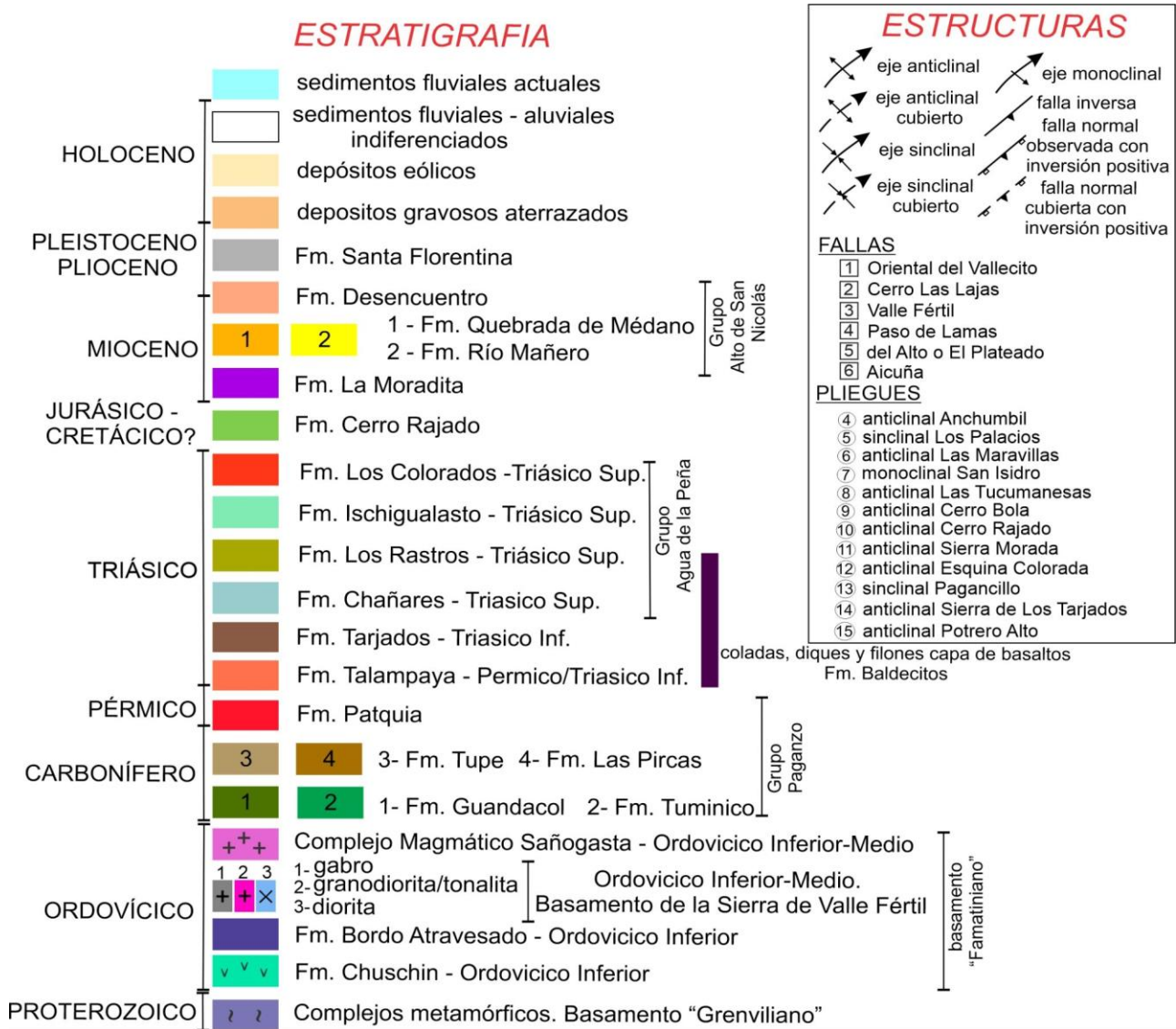


Fig. 4.1 (continuación figura de la página anterior): Referencias geológicas y cartográficas del mapa geológico de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

Sin entrar en detalles en cada uno de estos elementos, es importante mencionarlos debido a que cada uno de ellos condiciona un proyecto de interpretación sísmica, principalmente cuando se trabaja con datos sísmicos antiguos (*"legacy data"*) como los registrados en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. No obstante, en los años más recientes, avances y mejoras en los algoritmos de procesamiento de imágenes y señales, los cuales han sido incorporados en diferentes programas informáticos (*software*) de interpretación sísmica, han contribuido favorablemente en la interpretación geológica de perfiles sísmicos con diversas calidades. Estos avances, y sumado a la reciente disponibilidad de los datos sísmicos de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión hacia la comunidad académica-científica, han permitido *"revitalizar"* los datos antiguos mediante procedimientos de identificación y corrección de problemas que resultan en distorsiones del perfil sísmico (e.g., Scheiber-Enslin *et al.*, 2018; González *et al.*, 2020).

Algunos de los perfiles sísmicos de reflexión utilizados en esta tesis ya han sido interpretados mediante el trazado de horizontes, fallas, y generación de superficies (González Segura, 1987; Georgieff *et al.*, 1994; Rosello *et al.*, 1997; 2005; López-Gamundi *et al.*, 1997). Sin embargo, en este capítulo, toda la información sísmica disponible hasta la fecha fue utilizada para: 1) proveer una visión inédita, amplia y comprensiva de la estratigrafía sísmica y las principales estructuras de la cuenca, 2) documentar la geometría del relleno sedimentario Carbonífero, Permo-Triásico, y Mioceno-Pleistoceno, mediante el mapeo de las principales unidades sísmicas y discordancias asociadas, y 3) discutir la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca (Véase Capítulo 8).

4.2 Metodologías y datos

La base de datos empleada consistió de 41 perfiles sísmicos de reflexión con migración en tiempo *pre-* y *post-stack*, así la escala vertical se encuentra en tiempo de ida y vuelta (“*TWT*” en segundos). Estos perfiles (Fig. 4.1), fueron registrados por las empresas YPF S.A y por BHP entre los años 1977 y 1994, conformando así una adquisición de datos de 1.022 kilómetros. Los perfiles sísmicos de la serie SM94 (BHP) fueron adquiridos utilizando como fuente de energía vibradores (*Vibroseis*), mientras que para el resto de los perfiles (YPF S.A) se utilizaron explosivos como fuente de energía. Todos los perfiles sísmicos fueron suministrados por YPF S.A mediante nota de autorización de la Secretaría de Energía y Minería de la Provincia de La Rioja de acuerdo al marco legal vigente.

Si bien se dispuso de archivos (.sgy), por motivos desconocidos existen algunos perfiles que solamente se encuentran en formato de presentación en papel. Esto último, durante la etapa de generación del proyecto de interpretación implicó una falta de cobertura sísmica en algunos sectores de la cuenca. No obstante, este impedimento fue solucionado mediante la digitalización de los perfiles en papel y su posterior conversión al formato .sgy mediante el *software* SeismiGraphix® disponible gratuitamente en (<https://seismigraphix.com/>).

Por otra parte, la totalidad de los perfiles utilizados fueron suministrados sin coordenadas XY. Para solucionar este problema (“navegación”) se utilizó la planimetría original y los partes de observación de YPF S.A y BHP de cada uno de los perfiles. Esta información fue utilizada para obtener coordenadas para cada SP (*Shot Point* o “estaca”), para luego editar el *Trace Header* de cada archivo .sgy incorporando dichas coordenadas. Oportunamente durante el trabajo de campo la posición de los cruces entre los perfiles fue

registrada mediante GPS/GNSS diferencial, lo que permitió mejorar aún más la navegación de los perfiles.

Posteriormente a las correcciones realizadas en cada uno de los archivos .sgy, se confeccionó un proyecto de interpretación sísmica en el *software* IHS KINGDOM® (licencia académica UNC-CICTERRA). Por último, en algunas áreas de la cuenca, algunas correcciones (pequeños desplazamientos) fueron necesarias para asegurar que todos los perfiles estén georreferenciados al mismo Datum.

4.2.1 Interpretación sísmica y sus limitaciones en esta tesis

La interpretación sísmica consistió en la delimitación de tectonosecuencias, y el reconocimiento de estructuras y estilos estructurales.

Cada tectonosecuencia fue delimitada de acuerdo a los métodos y recomendaciones de Veeken (2013; y referencias allí citadas), que consisten en: 1) las características de los patrones de reflexión, las cuales incluyen la configuración interna, continuidad, amplitudes, y frecuencias, 2) reconocimiento de discordancias angulares y terminación de reflectores (*e.g.*, truncación erosional, *onlap*, *toplap*, *downlap*, y concordancia); y 3) reconocimiento de artefactos (difracciones, múltiples, *sideswipe*, “sonrisas” de migración, etc).

Con respecto a la interpretación estructural, las reflexiones coherentes de una misma fase fueron interpretadas como horizontes, los cuales representan superficies estratales. Por lo contrario, las fallas fueron identificadas por la presencia de reflectores desplazados, reflexiones de plano de falla, difracciones y terminaciones de bandas *kink*, mientras que los pliegues fueron reconocidos por la presencia de reflectores arqueados, generalmente relacionados a fallamiento (Badley, 1985; Shaw *et al.*, 2005; Groshong, 2006).

Complementariamente y como un parámetro importante para la interpretación geológica se utilizaron las velocidades interválicas (Badley, 1985), obtenidas en los diferentes Punto Común Profundo (PCP o *CDP* en inglés) a lo largo de las líneas sísmicas. En este sentido, los cambios drásticos en la velocidad de la onda P pueden ser usados como un *proxy* de la transición de una secuencia sísmica a otra, o con el tope del basamento (*e.g.*, Bascuñan *et al.*, 2019; López *et al.*, 2019).

Otro recurso utilizado para la interpretación sísmica, fue la utilización de Atributos Sísmicos, los cuales se encuentran disponibles en IHS KINGDOM® (*Rock Solid Attributes*). Un atributo sísmico es un parámetro descriptivo y cuantificable que puede ser calculado en una sola o múltiples trazas sísmicas, como así también en volúmenes sísmicos 3d, pudiendo ser visualizado en la misma escala que el dato original (Barnes, 2000, 2011;

Chopra y Marfurt, 2005). En los últimos veinte años, la incorporación de atributos sísmicos y procedimientos automáticos y semiautomáticos ha tenido un importante rol en la reducción de la subjetividad de la interpretación sísmica mediante el suministro de resultados cuantitativos. En este sentido, se utilizaron atributos sísmicos como la amplitud o el espesor temporal de un pico o valle de la traza sísmica, la frecuencia, fase, velocidad, etc.; que resultaron ser de gran utilidad en la interpretación de los rasgos sismoestratigráficos en relación con los cambios litológicos y la visualización de geometrías sedimentarias.

Considerando además los antecedentes de interpretaciones sísmicas previas (Georgieff *et al.*, 1994; Rosello *et al.*, 1997; 2005; López-Gamundi *et al.*, 1997), y con el objetivo de analizar y discutir arquitectura extensional durante el Permo-Triásico, el horizonte de *postrift* más profundo fue horizontalizado, lo que provocó una distorsión vertical del perfil sísmico. Este procedimiento permitió una buena aproximación de las geometrías de los reflectores previo a la etapa de acortamiento y subsecuente inversión tectónica positiva durante el Neógeno.

Desafortunadamente en la cuenca no existen pozos exploratorios o de estudio que permitan amarrar los diferentes pases formacionales con un determinado reflector. Sin embargo, esta limitación fue resuelta mediante la correlación entre la geología de superficie (Fig. 4.1) y las reflexiones coherentes de una misma fase de consistencia regional. Esto último no representó un problema significativo debido a la calidad relativamente buena de algunos perfiles sísmicos que permiten delimitar las secuencias sísmicas de una manera relativamente sencilla de acuerdo a sus características.

4.2.2 Mapas isopáquicos, estructurales y conversión tiempo (TWT) a profundidad

Con el objetivo de analizar la geometría de la cuenca y su relación con los espesores sedimentarios y las principales estructuras, los horizontes interpretados en tiempo (TWT) fueron interpolados mediante el algoritmo *simple Flex Gridding* del software IHS KINGDOM®. Esto permitió obtener mapas isócronos y estructurales incorporando polígonos de fallas. Estos mapas fueron luego convertidos a profundidad con la finalidad de extrapolar los espesores sedimentarios obtenidos en superficie, y para poder comparar y complementar los resultados obtenidos mediante el método gravimétrico y aeromagnético (Capítulo 5). A su vez, la generación de estos mapas permitió describir e interpretar la geología del subsuelo mediante técnicas estructurales geométricas y cinemáticas (*e.g.*, Woodward *et al.*, 1989; Groshong, 2006), aspectos que son tratados en el capítulo 6.

La limitación de no disponer de datos de pozos, y/o datos de pruebas de refracción para realizar las conversiones de TWT a profundidad, fue abordada mediante una conversión a profundidad utilizando las velocidades RMS para cada Punto Común Profundo (PCP). Estas velocidades fueron generadas durante el procesamiento NMO (*normal move-out*) de los perfiles sísmicos, las cuales mediante la ecuación 4.1 de Dix (1955), permitieron calcular para cada secuencia sísmica las velocidades interválicas.

$$V_{int} = [(t_2 * V_{RMS2}^2 - t_1 * V_{RMS1}^2) / (t_2 - t_1)]^{1/2} \quad (\text{Ecuación 4.1})$$

Las velocidades interválicas se asumen que son constantes tanto lateralmente como en profundidad en cada secuencia (e.g., Bascuñan *et al.*, 2019). De esta manera, los tiempos de ida y vuelta (TWT) fueron convertidos a profundidad utilizando un polinomio de segundo orden que ajusta los datos TWT-profundidad obtenidos para los PCP para todos los perfiles de la cuenca (Fig. 4.2). Este método promedia los valores obtenidos a través de la cuenca, dando una estimación del cambio de velocidad con la profundidad (e.g., Scheiber-Enslin *et al.*, 2014). Este método tiene la desventaja que es necesario tener un conocimiento previo sobre cual reflector representa el tope o la base de una determinada unidad litológica. Debido a la buena calidad de algunos perfiles sísmicos, que a su vez atraviesan afloramientos en el borde norte y oeste de la cuenca, esto último no implicó un problema significativo, debido a que los horizontes que delimitan las secuencias sísmicas son relativamente fáciles de identificar de acuerdo a su carácter sísmico. Además, es importante considerar, que es posible que las velocidades pueden variar lateralmente por cambios litológicos y por posibles duplicaciones de las litologías debido a fallamiento y plegamiento.

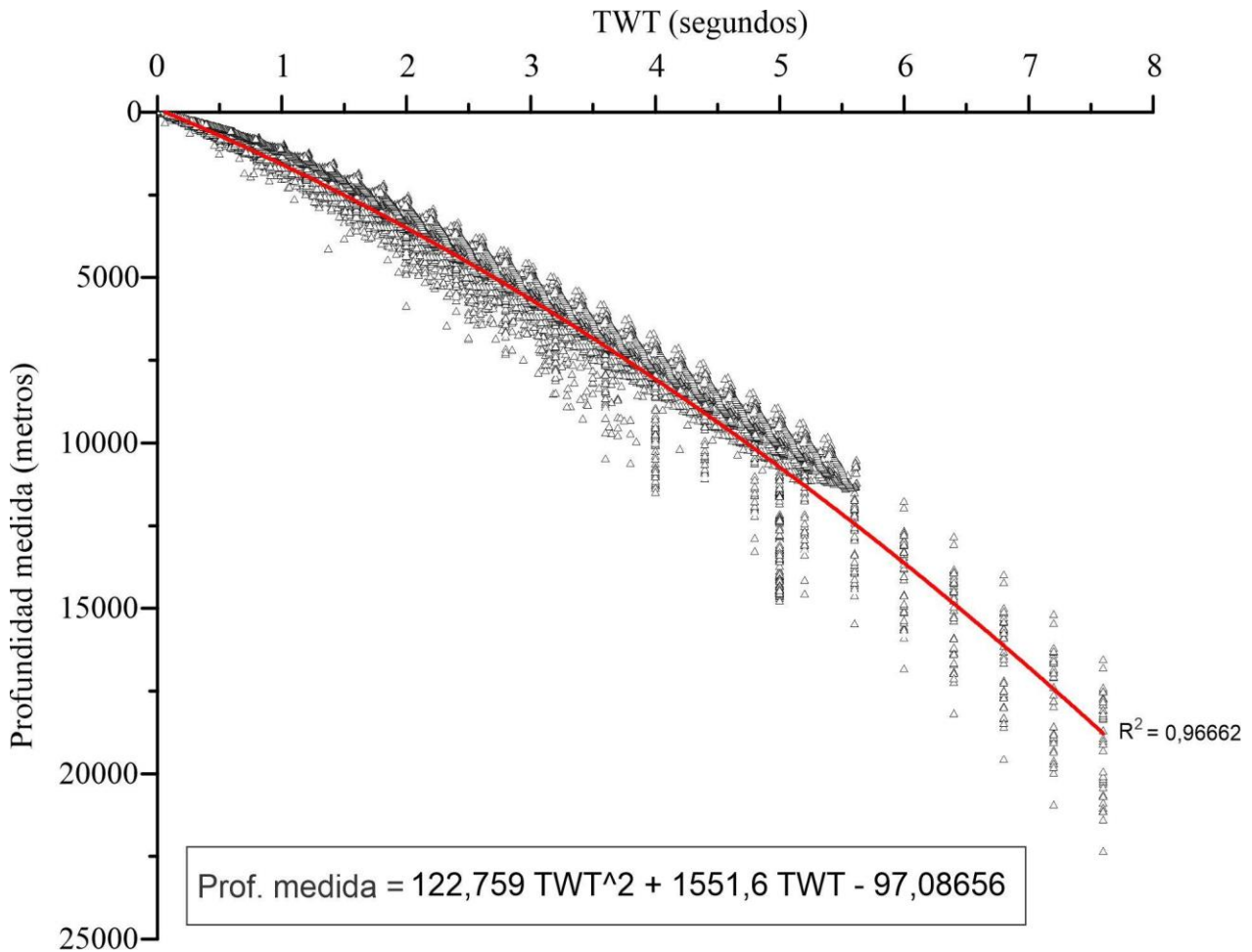


Fig. 4.2: Relación TWT vs. profundidad para la información sísmica de reflexión 2d de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

4.3 Resultados e interpretaciones

4.3.1 Correlación de las tectonosecuencias con la geología de superficie

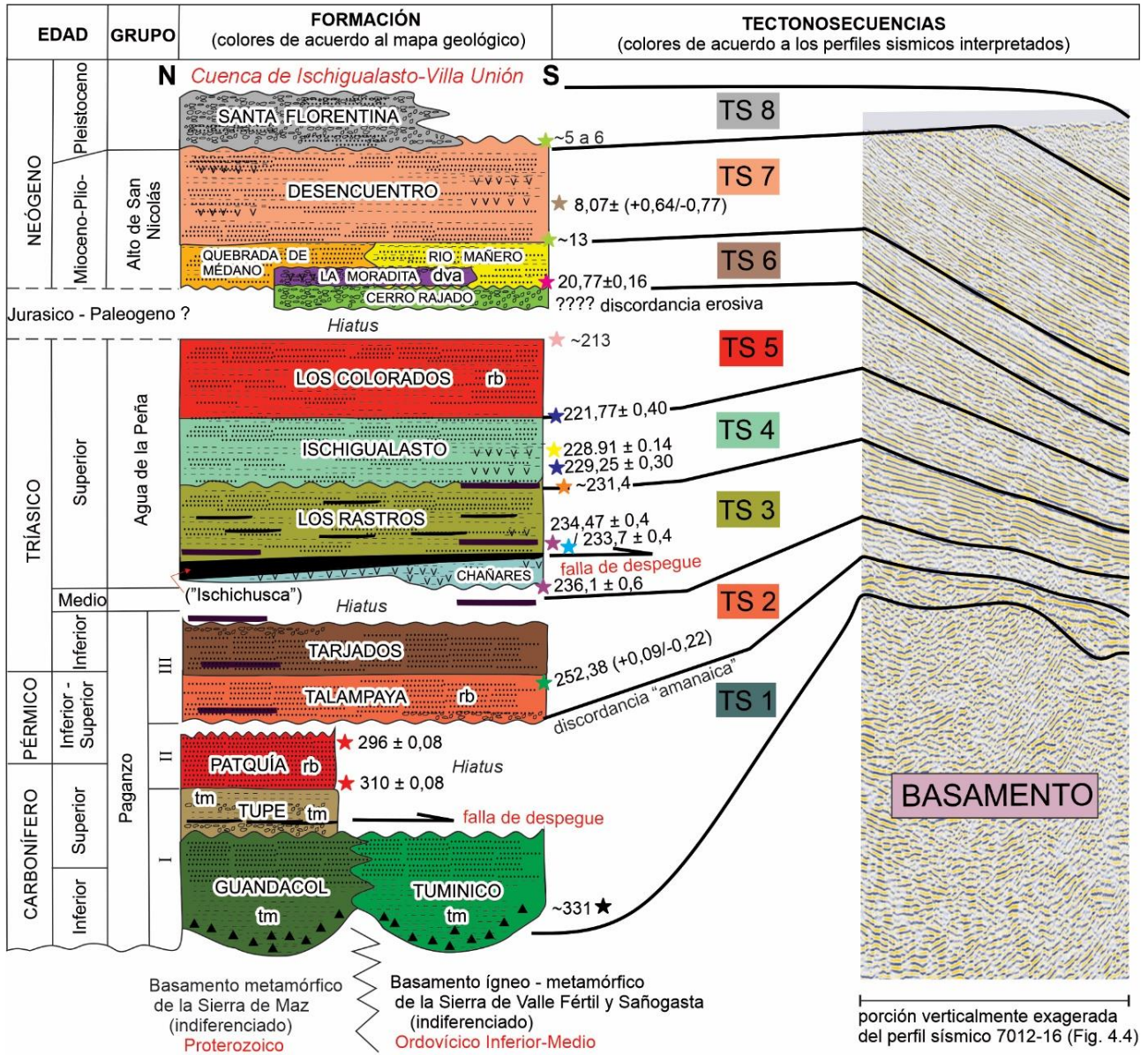
Una nueva propuesta de la estratigrafía sísmica y su correlación con la geología de superficie (Fig. 4.3) se presenta en este apartado. Esta nueva propuesta, es abordada mediante un análisis tectono-estratigráfico, el cual consiste en el estudio de las relaciones entre unidades litoestratigráficas (formaciones), y su marco tectónico al momento de su acumulación (Watkinson *et al.*, 1977). Por consiguiente, una unidad tectono-estratigráfica comprende todas las unidades litoestratigráficas acumuladas bajo las mismas condiciones tectónicas, y puede incluir una o más unidades (*e.g.*, Martínez *et al.*, 2017).

La estratigrafía sísmica (Fig. 4.3) es subdividida en un basamento acústico y ocho tectonosecuencias que varían en espesor desde algunos cientos a miles de metros, desde los bordes y hacia las partes más profundas de la cuenca. Los controles de edades para

cada secuencia provienen del marco estratigráfico regional, el cual está basado en estudios paleontológicos y geocronológicos absolutos.

A modo de ejemplo, el relleno estratigráfico se muestra en una porción verticalmente exagerada de la línea 7012-16 (Fig. 4.3 y 4.4 A), la cual exhibe muy bien las características de los reflectores de cada secuencia y su correlación con la geología de superficie. Las características de cada una de las sismosecuencias se presentan resumidas en Tabla 4.1.

El perfil sísmico 7012-16 (Fig. 4.4 A) conecta varios perfiles sísmicos orientados en sentido N-S (Fig. 4.1), permitiendo observar lateralmente la morfología de las tectonosecuencias. Además, dicho perfil atraviesa el anticlinal Cerro Rajado (Fig. 4.1), permitiendo correlacionar la geología de superficie con las tectonosecuencias (Fig. 4.4 B). Por último, la disponibilidad de datos de velocidades interválicas en la porción oriental del perfil sísmico 7012-16 (Fig. 4.4 C) permiten observar las variaciones de velocidades interválicas, y asignarlas a una tectonosecuencia, reforzando así la propuesta sismoestratigráfica.



REFERENCIAS	
▲▲▲	tillitas y diamictitas resedimentadas
.....	pelitas
v v v v v	tobas
.....	areniscas
.....	conglomerados
—	niveles de carbón y pelitas carbonosas
—	basaltos
tm	transgresión marina
rb	"red beds"
dva	depósitos volcanoclasticos andesíticos
☆	dato geocronológico. Ver epigrafe

Fig. 4.3: Propuesta de correlación entre geología de superficie y las Tectono-secuencias interpretadas en el subsuelo de la cuenca. Controles de edades (estrellas). Estrella negra (Colombi *et al.*, 2018), estrella roja (Gulbranson *et al.*, 2010), estrella verde (Gulbranson *et al.*, 2015), estrella morada (Marsicano *et al.*, 2016), estrella cyan (Mancuso *et al.*, 2020), estrella naranja (Martínez *et al.*, 2011), estrella azul (Desojo *et al.*, 2020), estrella amarilla (Colombi *et al.*, 2021), estrella rosada (Kent *et al.*, 2014), estrella magenta (Astini *et al.*, 2017), estrella verde claro (Malizzia *et al.*, 1995), estrella marrón (Lemos-Santos *et al.*, 2019). Esta propuesta es oportunamente discutida en el Capítulo 8.

TECTONOSECUENCIA	Espesor (s -TWT)	Velocidad intervalica (m/s)	Configuración externa	REFLECTORES			
				Configuración interna	Continuidad	Frecuencia	Amplitud
TS8 Fms.Santa Florentina	0 - ~ 1,5	2500 - 3000	tabular	paralela a sub-paralela; localmente divergente	alta a muy alta	alta	variable
TS7 Fm. Desencuentro	1,5 - ~ 4,6	3000 - 3500	tabular	paralela a sub-paralela; localmente divergente	alta a muy alta	alta	variable
TS6 Fms. Quebrada de Medano - La Moradita — Cerro Rajado? —	0,6 - 0,1	3500 - 3750	tabular	paralela a sub-paralela	alta a muy alta	baja	variable
TS5 Fm. Los Colorados	1,4 - 0,1	4000 - 4300	cuneiforme a tabular	paralela a sub-paralela	media a alta	alta	media a baja
TS4 Fm. Ischigualasto	1,2 - 0,1	4600 - 5000	cuneiforme a tabular	paralela a sub-paralela	baja a media	media	media a baja
TS3 Fms. Los Rastros - Ischichusca - Chañares	0,8 - 0,1	5000 - 5200	cuneiforme a tabular	paralela a sub-paralela;	alta a muy alta	alta	alta
TS2 Fms. Tarjados - Talampaya	0,4 - 0,1	5200 - 5500	cuneiforme a tabular	paralela a sub-paralela	media a pobre	baja	baja
TS1 Gr. Paganzo “Paleozoico Superior”	0,4 - 0,1	5200 - 5500	tabular a localmente cuneiforme en los bajos de basamento	subparalela a caótica	media a pobre	baja	alta a muy alta
BASAMENTO cristalino Proterozoico-Ordovícico (indiferenciado)	-	> 5500	-	homogénea-caótica	baja	baja	baja

Tabla 4.1: Características generales de las Tectonosecuencias interpretadas en los perfiles sísmicos de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

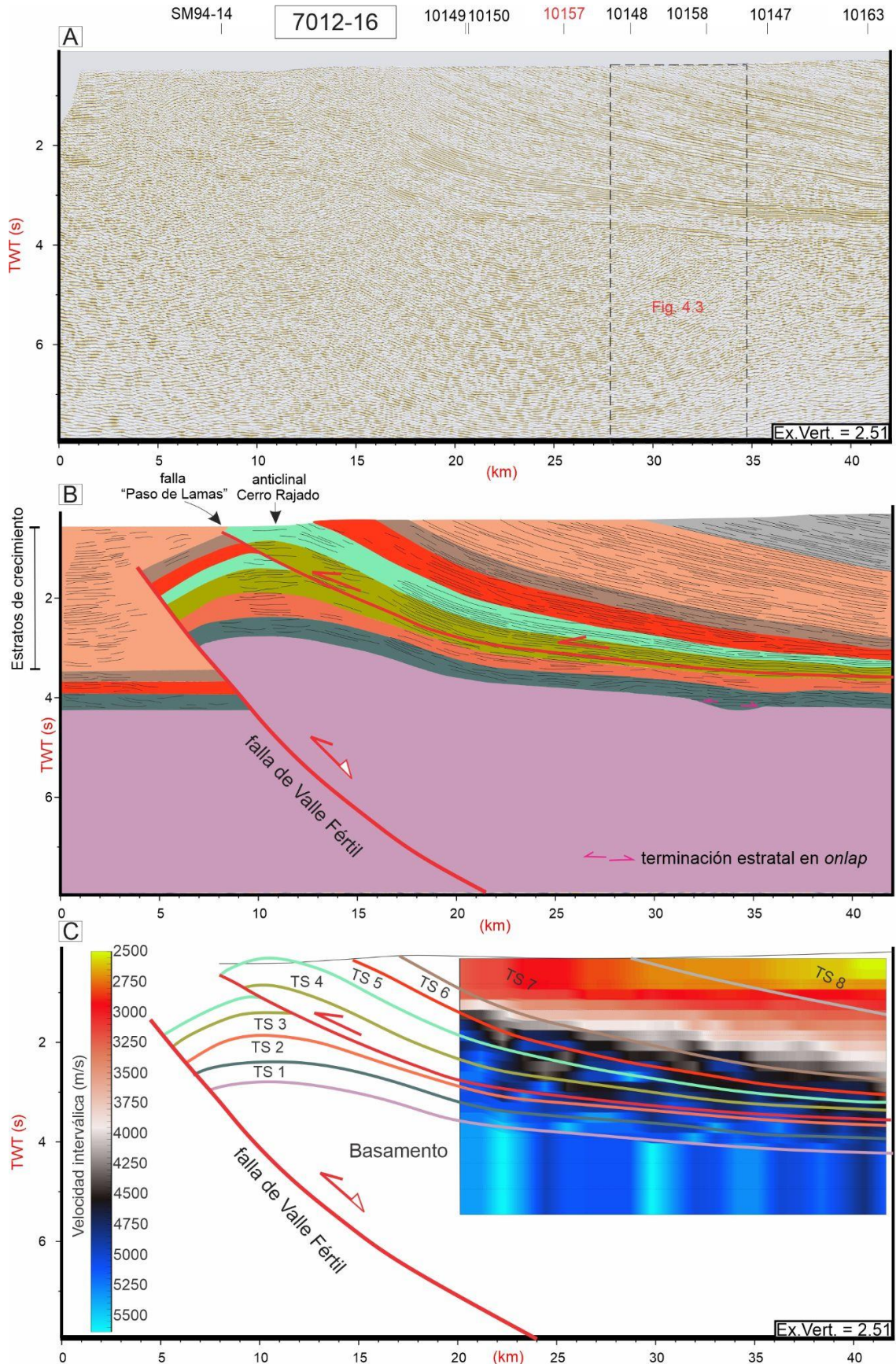


Fig. 4.4 pág. anterior: A) perfil sísmico 7012-16 no interpretado. B) perfil sísmico 7012-16 interpretado. C) variación de las velocidades intervállicas. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

4.3.1.1 Basamento acústico

El basamento muestra un registro sísmico con reflexiones de baja amplitud y baja continuidad lateral, que dan lugar a facies sísmicas homogéneas y caóticas. Sin embargo, localmente el basamento muestra reflexiones inclinadas las cuales son interpretadas como reflexiones de plano de falla (Badley, 1985; Shaw *et al.*, 2005). La ubicación de estas reflexiones es consistente con anticlinales y sinclinales ubicados en los bloques colgantes (i.e. pliegues por propagación de falla, o por flexión de fallas; véase apartado 4.3.2), y con la presencia de difracciones debidas al efecto geométrico del bloque de basamento sobre las secuencias sedimentarias. La topografía del basamento (Fig. 4.5) es irregular hacia el norte y sur de la cuenca, debido a la presencia de altos estructurales afectados por corrimientos y fallas inversas. Por lo contrario, la topografía del basamento en la región centro-norte de la cuenca (Bolsón de Pagancillo; Figs. 4.1; 4.5), es relativamente plana, con una pendiente regional inclinada hacia el este-noreste, es decir hacia la zona más profunda de la cuenca, donde el basamento alcanza una profundidad máxima cercana a los 10000 metros (Fig. 4.5). Una tendencia similar, se observa en la región sur de la cuenca (Campo de Talampaya; Figs. 4.1; 4.5), donde el basamento alcanza una profundidad máxima cercana a los 8000 metros.

Las relaciones estratigráficas en superficie entre el basamento y la cobertura sedimentaria o el relleno de la cuenca, muestran que espacialmente el basamento es heterogéneo, siendo difícil discriminar en los perfiles sísmicos diferentes unidades. Por tal motivo, en los perfiles sísmicos el basamento fue delimitado como un basamento cristalino indiferenciado. No obstante, es importante considerar que en el extremo norte y noroccidental de la cuenca los afloramientos en superficie indican que el basamento es una extensión de los complejos metamórficos proterozoicos “Grenvillianos” expuestos a lo largo de la sierra de Maz y Las Ramaditas, compuesto principalmente por gneises anfibolíticos y esquistos micáceos (Kilmurray y Dalla Salda, 1971; Vujovich *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2010).

Por lo contrario, hacia el sur de la cuenca las relaciones estratigráficas con las unidades del Carbonífero-Triásico, muestran que el basamento es una extensión de los complejos ígneos-metamórficos ordovícicos “Famatinianos” expuestos en la sierra de Valle Fértil, compuestos por gabros, tonalitas, tonalitas, granodioritas y migmatitas (Tibaldi *et al.*, 2012; referencias allí citadas). Hacia el este y noreste de la cuenca, el basamento también se vincula al orógeno Famatiniano, pero el mismo está constituido principalmente por

monzogranitos, granodioritas y tonalitas del Complejo Magmático Sañogasta (Candiani *et al.*, 2011, 2021).

4.3.1.2 Tectonosecuencia 1 (TS1): Grupo Paganzo “I y II”

Inmediatamente por encima del basamento, con una arquitectura predominantemente tabular, reflectores continuos y discontinuos de alta amplitud definen la tectonosecuencia 1 “TS1” (Fig. 4.3). Localmente en el norte de la cuenca (*e.g.*, perfiles sísmicos SM94-2, SM94-5, 7003, Figs. 4.6, 4.7 y 4.8. respectivamente), la TS1 se encuentra confinada a los depocentros o bajos simétricos definiendo así facies sísmicas de relleno (*c.f.* Mitchum *et al.*, 1977). En los bajos, la TS1 presenta una arquitectura de cuña doble o cuña simétrica con reflectores paralelos y caóticos que presentan terminaciones estratales en *onlap* contra el basamento (Figs. 4.6, 4.7 y 4.8). De acuerdo a ese arreglo estratigráfico y a los estudios previos de afloramientos, la TS1 se correlaciona con el registro completo marino-glacial a postglacial (Pensilvaniano - Pérmico Superior) del Grupo Paganzo (“Pisos I y II”), correspondientes a las formaciones Guandacol, Tupe, Patquia, respectivamente (Fig. 4.3). Esta propuesta es equivalente a la Megasecuencia 1 de López-Gamundí *et al.*, (1989), o a la Supersecuencia 1 de Georgieff e Ibañez (1994), y su arquitectura es consistente con sucesiones de relleno de valles glaciares en forma de “U” incisos en el basamento (*e.g.*, Flodén *et al.*, 1997; Tedesco *et al.*, 2016; Valdez-Buso *et al.*, 2021). A su vez, esta propuesta es sustentada por la ocurrencia regional de paleovalles exhumados, los cuales se encuentran rellenos por importantes depósitos glaciares a postglaciares (formaciones Guandacol y Tupe), cubiertos por depósitos de barreales y fluvio-eólicos (Formación Patquía) que solapan y cubren las artesas o altos de basamento (Andreis *et al.*, 1975; Fernandez-Seveso y Tankard, 1995; Ezpeleta *et al.*, 2008; Dykstra *et al.*, 2011; Valdez-Buso *et al.*, 2015, 2021; Colombi *et al.*, 2018).

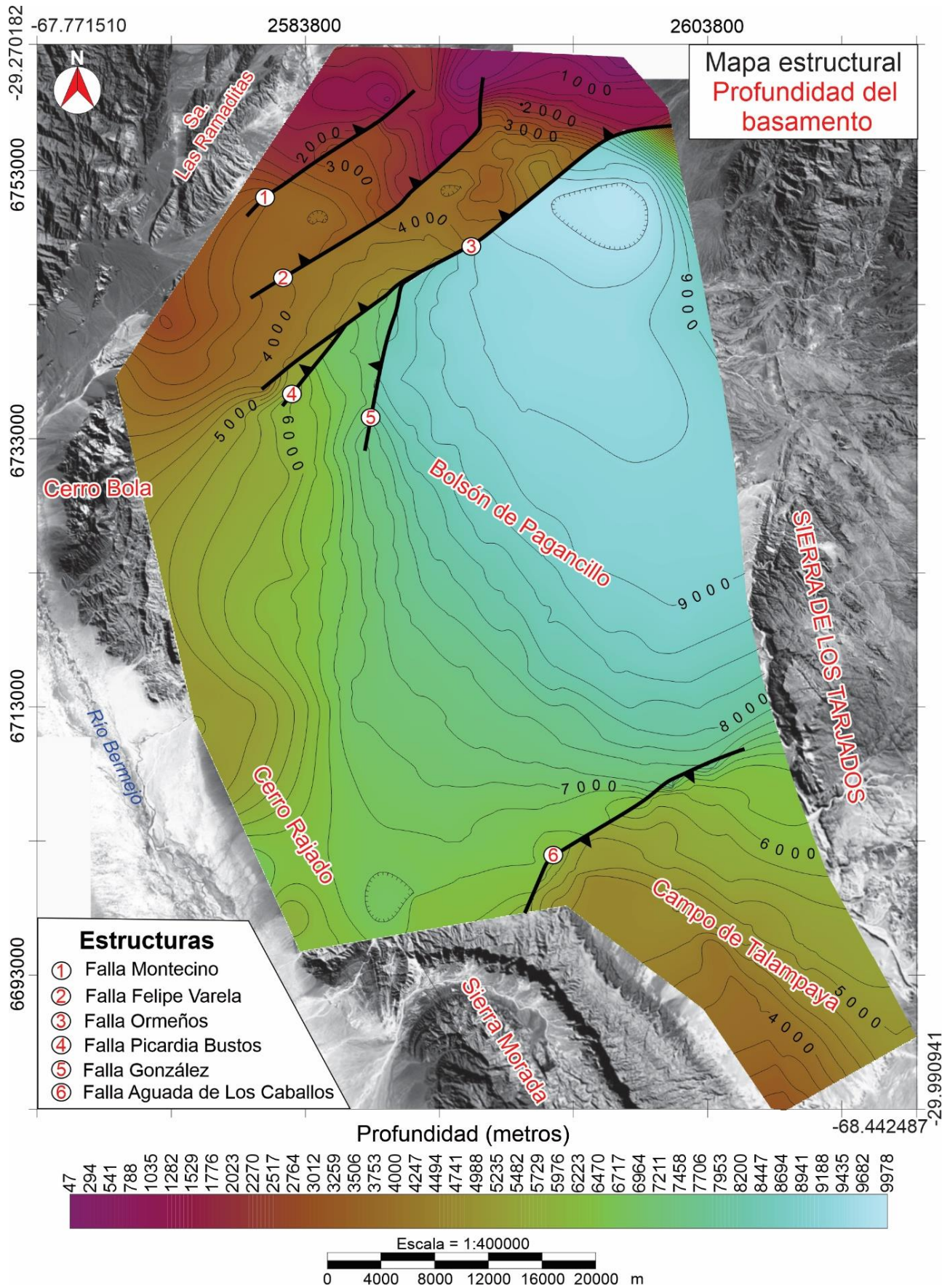


Fig. 4.5: Mapa estructural y de profundidad del basamento de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Profundidades referidas a la superficie topográfica.

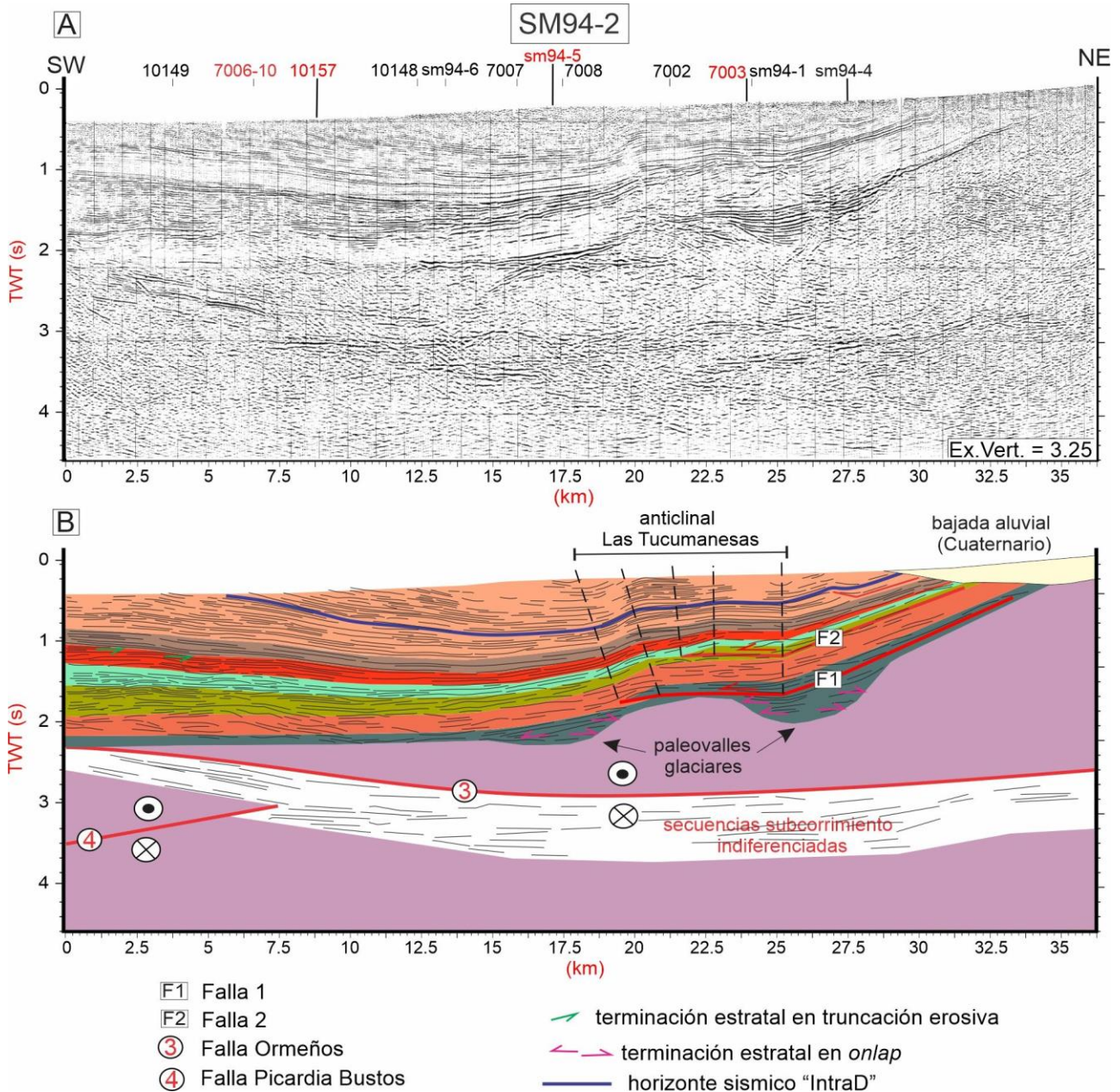


Fig. 4.6: A) perfil sísmico SM 94-2 no interpretado. B) perfil sísmico SM 94-2 interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

Hacia el este y noreste de la cuenca, y dada la proximidad con la Sierra de Famatina-Sañogasta, la TS1 podría contener las formaciones Agua Colorada, Las Pircas, y La Cuesta. Estas unidades también están consideradas dentro del Grupo Paganzo, y son equivalentes laterales de las formaciones Guandacol, Tupe y Patquia respectivamente (Ezpeleta *et al.*, 2008; Candiani *et al.*, 2011; Limarino *et al.*, 2021).

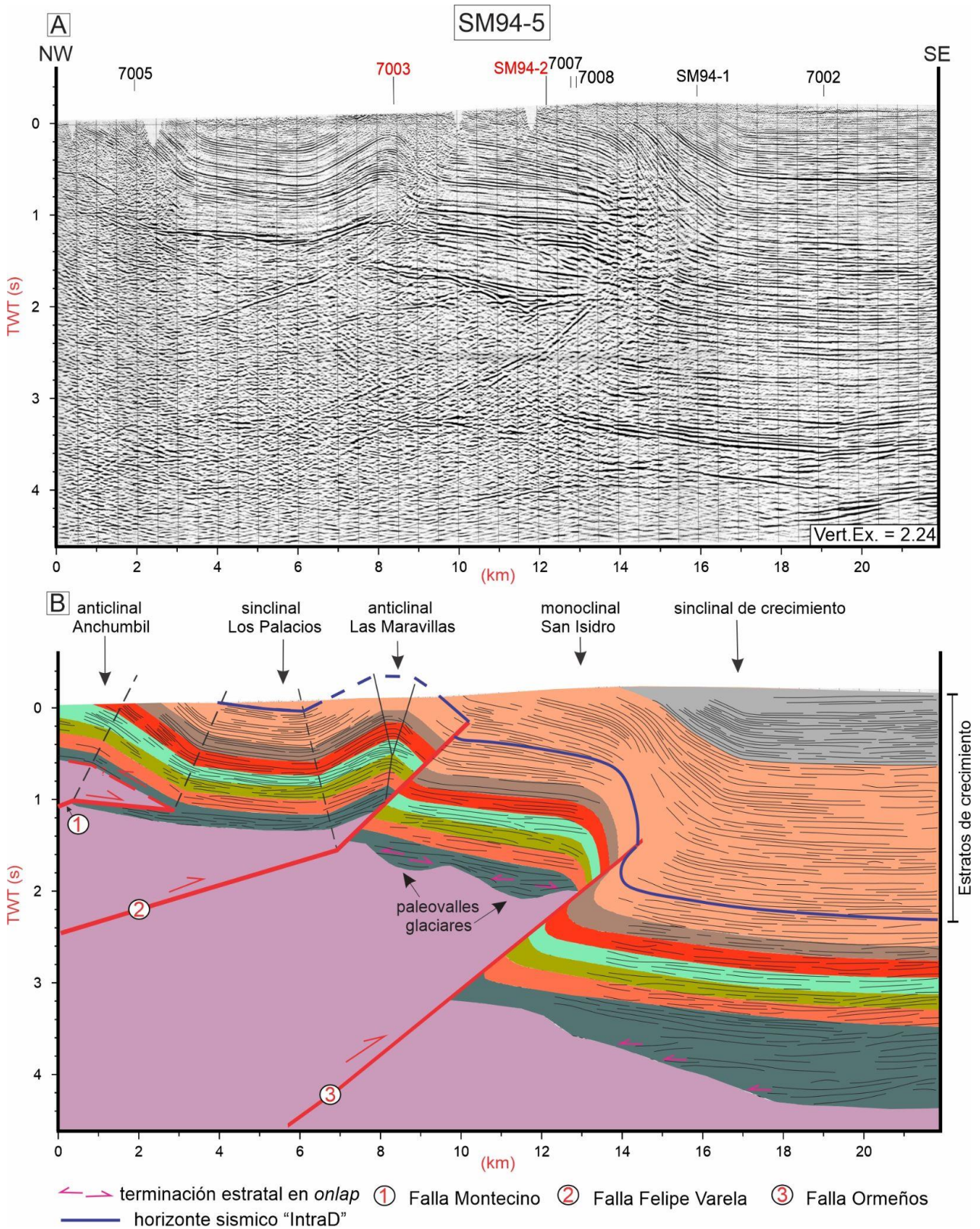


Fig. 4.7: A) perfil sísmico SM94-5 no interpretado. B) perfil sísmico SM94-5 interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

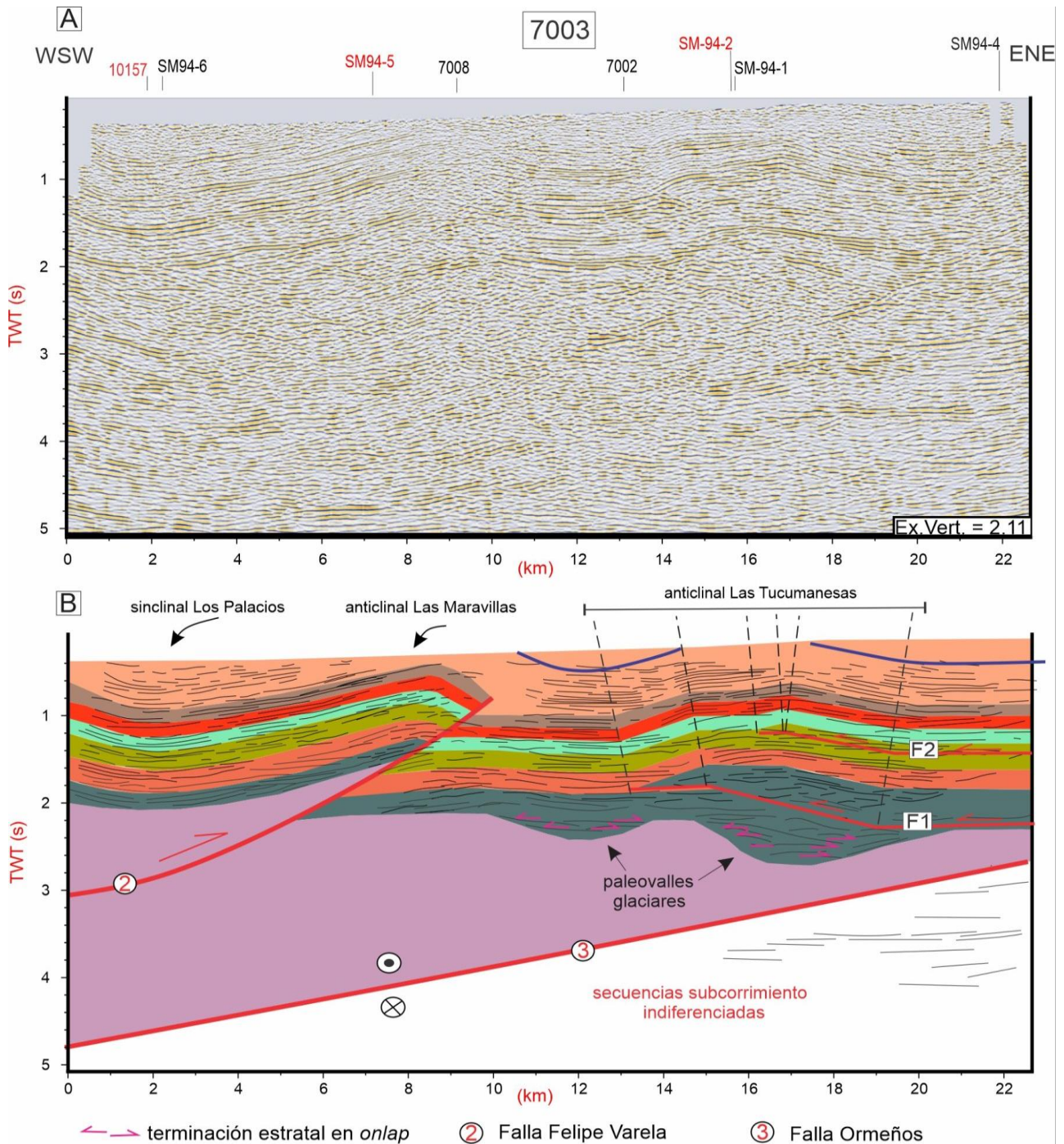


Fig. 4.8: A) perfil sísmico 7003 no interpretado. B) perfil sísmico 7003 interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

4.3.1.3 Tectonosecuencia 2 (TS2): formaciones Talampaya-Tarjados

Esta tectonosecuencia se caracteriza por la predominancia de sectores semi transparentes con la presencia ocasional de reflectores discontinuos de amplitud variable hacia la parte media y superior de la unidad. Lateralmente, la TS2 presenta una arquitectura tabular en sentido N-S y NO-SE (perfiles SM94-5 y 07003; Figs. 4.7 y 4.8, respectivamente), mientras que en los perfiles orientados en sentido E-O y NE-SO (perfiles 7012-16, 7006-10,

SM94-14A; Figs. 4.4, 4.9, y 4.10, respectivamente), se observa un leve engrosamiento hacia el oeste en forma de un arreglo sismoestratigráfico cuneiforme.

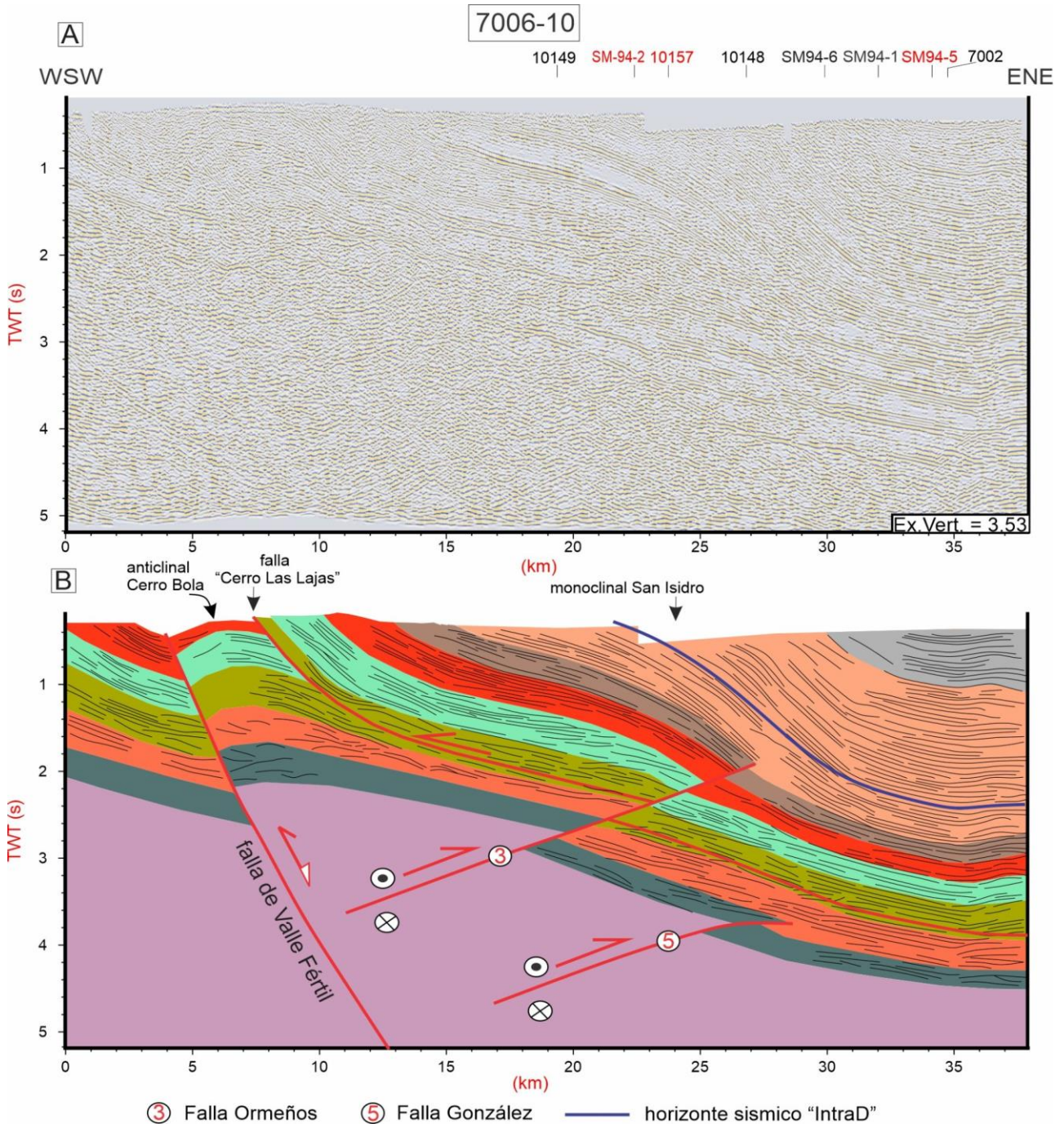


Fig. 4.9: A) perfil sísmico 7006-10 no interpretado. B) perfil sísmico 7006-10 interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

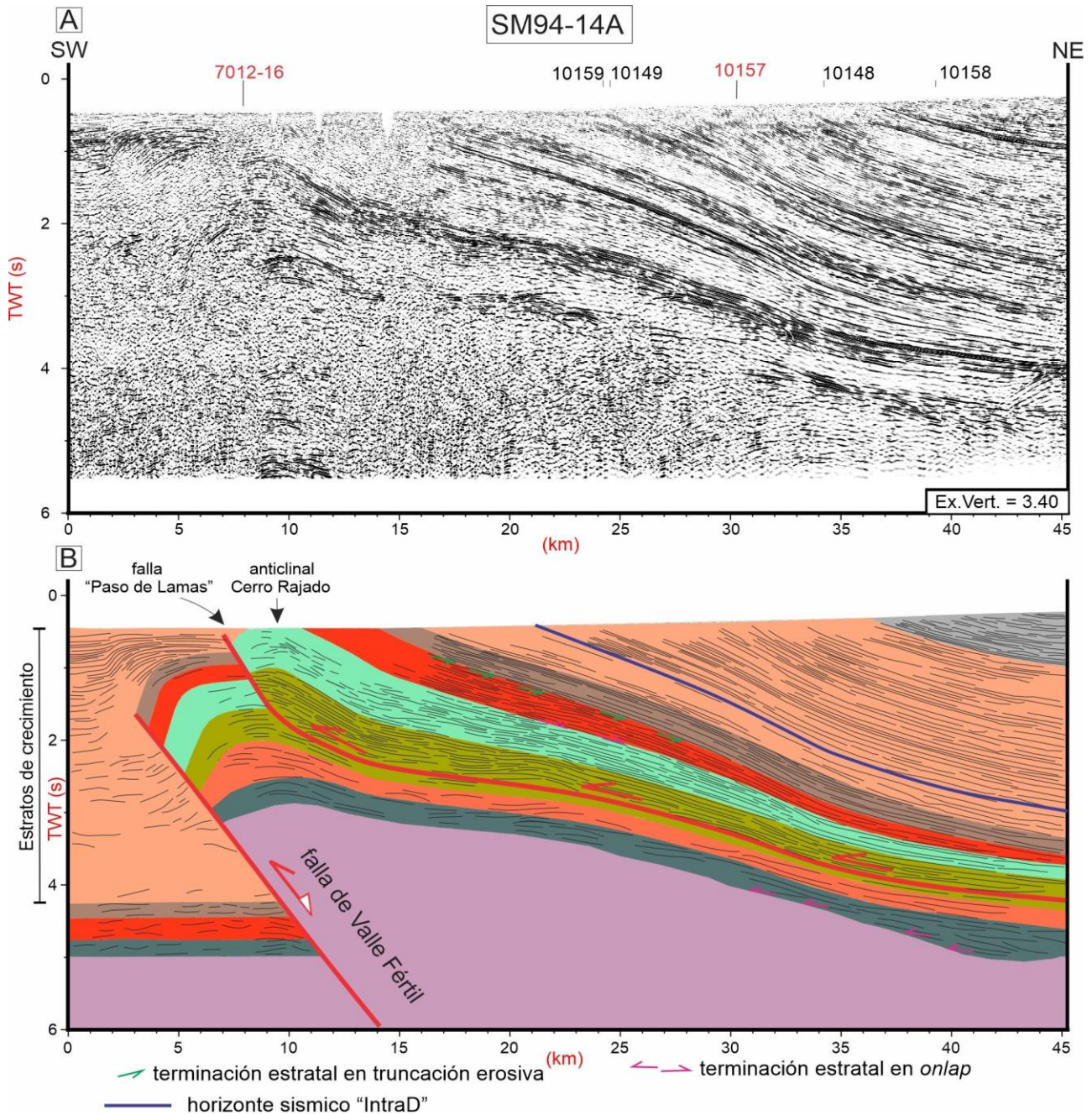


Fig. 4.10: A) Perfil sísmico SM94-14A no interpretado. B) perfil sísmico SM94-14A interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

La TS2 yace en aparente concordancia sobre la TS1. No obstante, en los perfiles sísmicos que atraviesan el borde occidental y noroccidental de la cuenca (perfiles 7012-16, 7006-10, SM94-14A; Figs. 4.4, 4.9, y 4.10, respectivamente), la TS2 podría yacer en una relación de discordancia angular sobre la TS1 (discordancia “Amanaica”; López-Gamundí *et al.*, (1989); Fig. 4.3). Esta última relación estratigráfica no es claramente observada debido a una disminución de la calidad del dato sísmico en la zona de anticlinales. Sin embargo, esta discordancia es observada al sur de la cuenca, más precisamente en la Sierra Morada (Fig.4.1), entre la Formación Tuminico (unidad equivalente a la Formación

Guandacol) y la Formación Talampaya (Bossi y Andreis, 1985; Colombi *et al.*, 2018; Spalletti *et al.*, 2023). De acuerdo a esta relación estratigráfica, y a los afloramientos que son atravesados por los perfiles sísmicos, se interpreta que la TS2 corresponde a las formaciones Talampaya-Tarjados (indiferenciadas). Ambas unidades están dominadas por depósitos de abanicos aluviales, y sistemas fluviales efímeros asociados a depósitos eólicos y de playa *lake*, vinculados a rocas volcánicas subordinadas (basaltos alcalinos y brechas). Dentro de ella, algunos reflectores de alta amplitud pueden ser interpretados como coladas y diques basálticos, similares a los afloramientos de la región del anticlinal Cerro Bola (Fig. 4.1).

Si bien las formaciones Talampaya y Tarjados pueden ser consideradas como secuencias independientes, es decir posibles secuencias de tercer orden, separadas por una discordancia erosiva de carácter local (Mozetic, 1974; López-Gamundí *et al.*, 1989; Krapovickas *et al.*, 2013), se prefiere adoptar la propuesta de Zeffass *et al.*, (2004) agrupando las formaciones Talampaya-Tarjados como una secuencia de segundo orden. Esta propuesta permite vincular la acumulación de la TS2 a una etapa o evento tectónico distintivo en la historia de la cuenca, lo cual se analiza y se discute en el Capítulo 8.

4.3.1.4 Tectonosecuencia 3 (TS3): formaciones Chañares - Los Rastros

Esta secuencia yace en conformidad sobre la TS2, y es sísmicamente mucho más reflexiva y organizada que la TS2. Sobresale en los perfiles sísmicos por presentar espesores superiores a las secuencias infrayacentes, principalmente hacia el borde occidental de la cuenca (Fig. 4.11 B). Internamente, los reflectores son de alta y baja amplitud, exhibiendo configuraciones paralelas a subparalelas de gran continuidad lateral.

Regionalmente, la TS3 presenta una configuración externa cuneiforme que disminuye su espesor hacia el este y noreste, y se engrosa hacia el oeste-sudoeste a medida que los reflectores gradualmente divergen en dicha dirección (Figs. 4.4, 4.6, 4.9, 4.11, 4.12). En la dirección norte-sur, de acuerdo a los perfiles sísmicos 10157 y 10162 (Figs. 4.13, y 4.14), la TS3 también muestra un incremento de espesor en esa dirección.

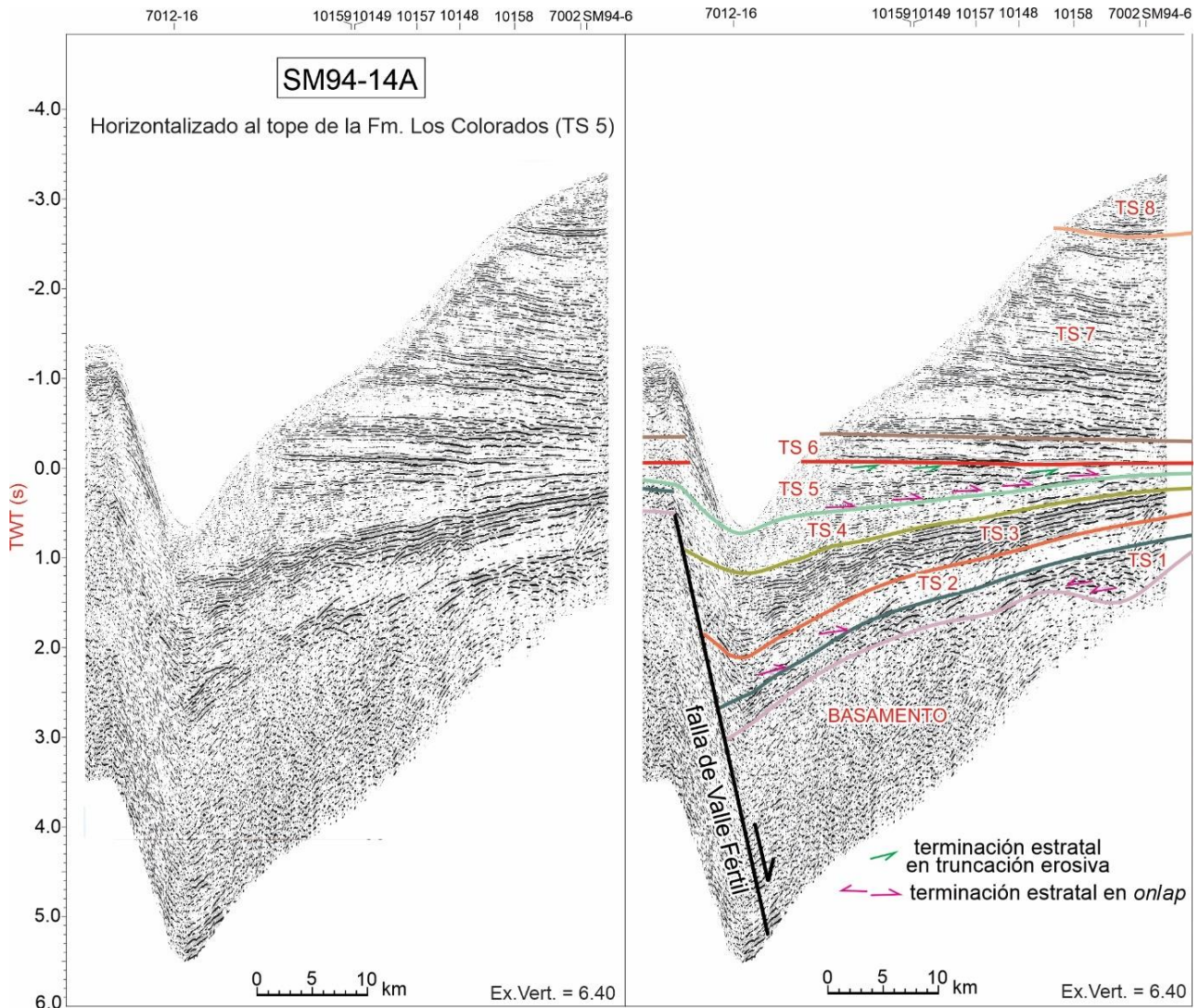


Fig. 4.11: A) Perfil sísmico SM94-14A horizontalizado al techo del Triásico (techo de la TS5). B) Perfil sísmico SM94-14A horizontalizado e interpretado. Obsérvese la geometría del hemigraben y la asimetría del relleno Triásico con expansión de espesores hacia la falla maestra o de borde Valle Fértil.

El perfil sísmico 7006-10 (Fig. 4.9), el cual atraviesa el extremo norte del anticlinal Cerro Bola (Fig. 4.1), muestra una falla inversa asociada a un despegue dentro de la TS3. Esta falla, denominada como “Cerro Las Lajas” (Fig. 4.1), posee un despegue posiblemente ubicado en las lutitas carbonosas de la base de la Formación Los Rastros (*sensu*, Mancuso, 2005); también denominada como los “estratos o Formación Ischichusca” (e.g., Milana y Alcober, 1994; Melchor, 2007; Fig. 4.3). Como consecuencia de la cinemática inversa de esta falla, la Formación Los Rastros se encuentra parcialmente exhumada en la culminación norte del anticlinal Cerro Bola (Fig. 4.1), permitiendo así, correlacionar el techo de la TS3 con las formaciones Chañares-Los Rastros. Dentro de ella, algunos reflectores paralelos y discontinuos de alta amplitud pueden ser interpretados como coladas basálticas, similares a los afloramientos de la región del anticlinal Cerro Bola (Fig. 4.1; Andreis, 1969), o similares

a las intrusiones y coladas basálticas en el extremo austral de la cuenca (Heim, 1949; Monetta *et al.*, 1993; Page *et al.*, 1997; Alexandre *et al.*, 2009; Sommer *et al.*, 2018).

La atribución de la TS3 a las formaciones Chañares y Los Rastros es sustentada, además, por la propuesta estratigráfica-secuencial de Mancuso y Caselli (2012). Dichos autores, mediante un exhaustivo estudio de los afloramientos ubicados al sur y al norte de la cuenca, establecieron que el límite entre las secuencias Talampaya-Tarjados (TS2) y Chañares-Los Rastros (TS3) se trata de un fuerte hiato sedimentario y faunístico que abarca casi todo el Triásico Medio (Fig. 4.3). Así, el límite de secuencias puede ser considerado como una paraconcordancia.

De acuerdo a Mancuso y Caselli, (2012) el registro sedimentario de la secuencia Chañares-Los Rastros (TS3) se compone desde la base y hacia el techo por tres cortejos sedimentarios (nivel bajo de lago, transgresivo, y nivel alto de lago). Desafortunadamente, y debido a la calidad de los perfiles sísmicos, los cortejos sedimentarios no pueden ser discriminados dentro de la TS3. Sin embargo, los excelentes afloramientos en la región occidental y austral de la cuenca, permiten discriminar los cortejos de acuerdo a su características sedimentológicas, paleontológicas, estratigráficas, e isotópicas (Mancuso y Caselli, 2012; Mancuso *et al.*, 2020; Benavente *et al.*, 2021). Esto último, suministra importante información sobre el contexto tectónico-sedimentario de la TS3 durante la etapa de *synrift*, lo cual se analiza y se discute en el Capítulo 8.

4.3.1.5 Tectonosecuencia 4 (TS4): Formación Ischigualasto

Esta tectonosecuencia yace en una aparente concordancia sobre la TS3, y es sísmicamente menos reflexiva y organizada que TS3. Los reflectores son paralelos a subparalelos, con una continuidad lateral baja a intermedia, amplitudes muy variadas y frecuencias medias. Regionalmente, la TS4 presenta espesores similares a la TS3, aunque en algunos sectores de la cuenca, los espesores pueden ser inferiores o superiores a la TS3. Al igual que la TS3, la TS4 pierde espesor hacia el Este y Noreste, tal como se observa en los perfiles orientados hacia esas direcciones (*e.g.*, perfiles 7012-16, SM94-2, 7006-10, SM94-14A, 10154; Figs. 4.4, 4.6, 4.9, 4.10 y 4.12, respectivamente). En la dirección norte-sur, la TS3 también muestra un incremento de espesor, el cual es interpretado en los perfiles sísmicos 10157 y 10162 (Figs. 4.13, y 4.14).

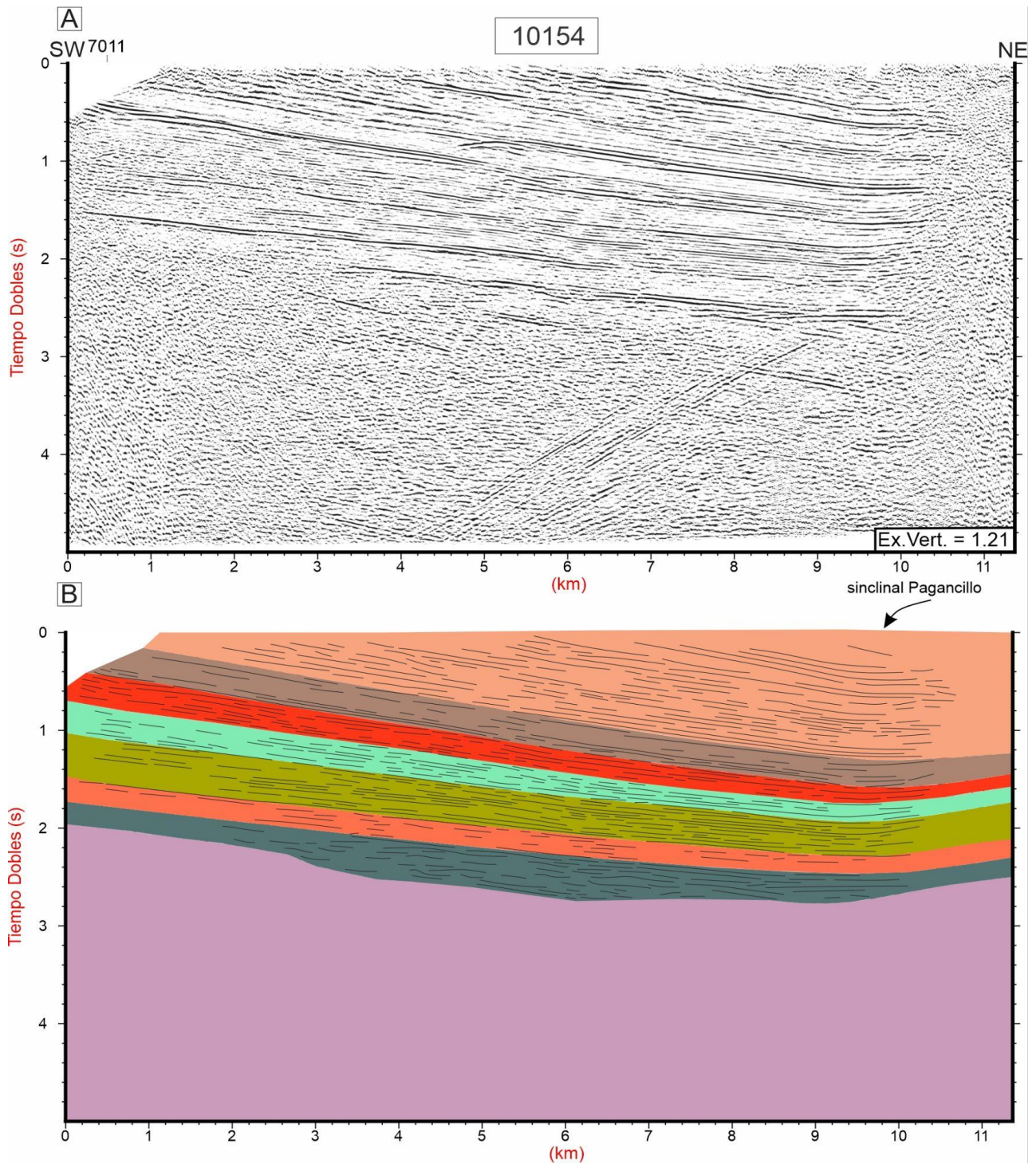


Fig. 4.12: A) perfil sísmico 10154 no interpretado. B) perfil sísmico 10154 interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

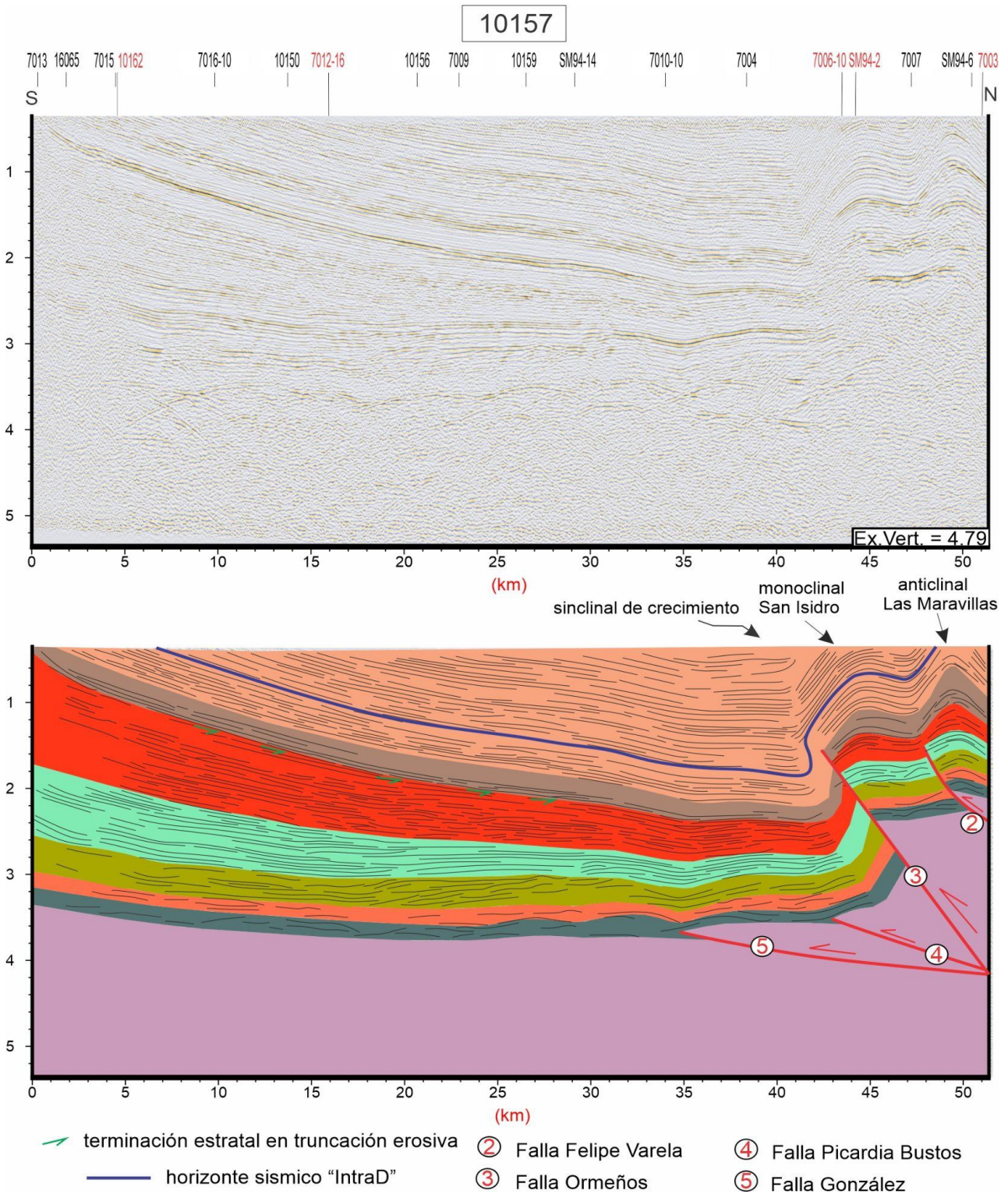


Fig. 4.13: A) perfil sísmico 10157 no interpretado. B) perfil sísmico 10157 interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

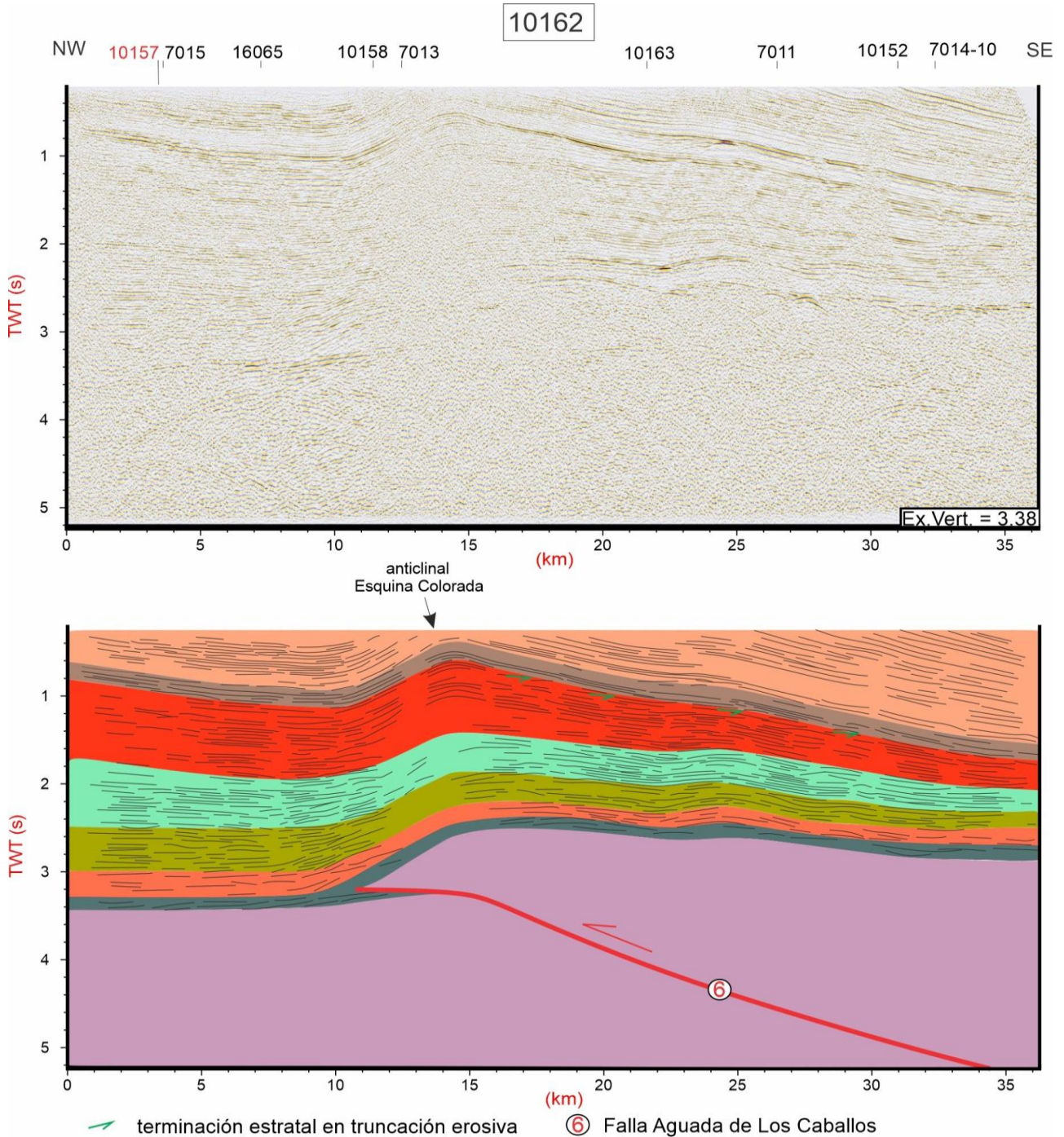


Fig. 4.14: A) perfil sísmico 10162 no interpretado. B) perfil sísmico 10162 interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

De acuerdo al contacto basal con la TS3, y a la proyección de los reflectores con los afloramientos expuestos en el Cerro Bola-Las Lajas (Fig. 4.1; perfil sísmico 7006-10, Fig. 4.9), y en el Cerro Rajado (Fig. 4.1; perfiles sísmicos 7012-16 y SM94-14A, Figs. 4.4 y 4.10, respectivamente), la TS4 se correlaciona con los depósitos fluviales entrelazados de entre 700 a 1200 m de espesor de la Formación Ischigualasto (Currie *et al.*, 2009; Colombi *et al.*, 2017; Desojo *et al.*, 2020).

4.3.1.6 Tectonosecuencia 5 (TS5): Formación Los Colorados

Por encima de la TS4 yace en aparente conformidad la TS5, la cual presenta espesores similares a la TS4, aunque en algunos sectores de la cuenca, los espesores pueden ser inferiores o superiores. De igual manera a las tectonosecuencias infrayacentes, los perfiles sísmicos 10157 y 10162 (Figs. 4.13, y 4.14), también muestran un incremento de espesor, en la dirección norte-sur.

La TS5 presenta reflectores paralelos a subparalelos de baja a moderada amplitud, y alta frecuencia, que se diferencian de la TS4 por presentar mayor continuidad lateral. Al igual que las tectonosecuencias 2, 3, y 4, la TS5 se acuña hacia el este y noreste, y constituye la última secuencia ubicada en el tope del arreglo asimétrico del hemigraben Permo-Triásico (Fig. 4.11; Milana y Alcober, 1994; López-Gamundi *et al.*, 1997). De esta manera, con la acumulación de la TS5, la sedimentación Permo-Triásica alcanza un espesor máximo cercano a los 5800 m en la región del Cerro Rajado (Fig. 4.15).

De acuerdo al contacto basal con la TS4, y a la proyección de los reflectores con los afloramientos expuestos a lo largo de los perfiles sísmicos 7012-16, 7006-10, SM94-14A (Figs. 4.4, 4.9 y 4.10, respectivamente), la TS5 se correlaciona a los depósitos fluviales rojizos de entre 600 a 1100 m de espesor de la Formación Los Colorados (Caselli *et al.*, 2001; Santi Malnis *et al.*, 2020, y referencias allí citadas).

Hacia el tope de la tectonosecuencia, y en proximidad con el contacto basal de la TS6, algunos reflectores de baja amplitud podrían corresponderse a la Formación Cerro Rajado (Bossi, 1971), la cual yace en paraconcordancia sobre la Formación Los Colorados. La Formación Cerro Rajado se compone de conglomerados y areniscas pardas-anaranjadas, con un espesor entre los 20 y 100 m (Bossi, 1977). Debido a su escaso espesor y ausencia en el sector norte de la cuenca, no es posible identificarla en los perfiles sísmicos de dicho sector, por lo que su presencia en los términos superiores de la TS5 es altamente especulativa.

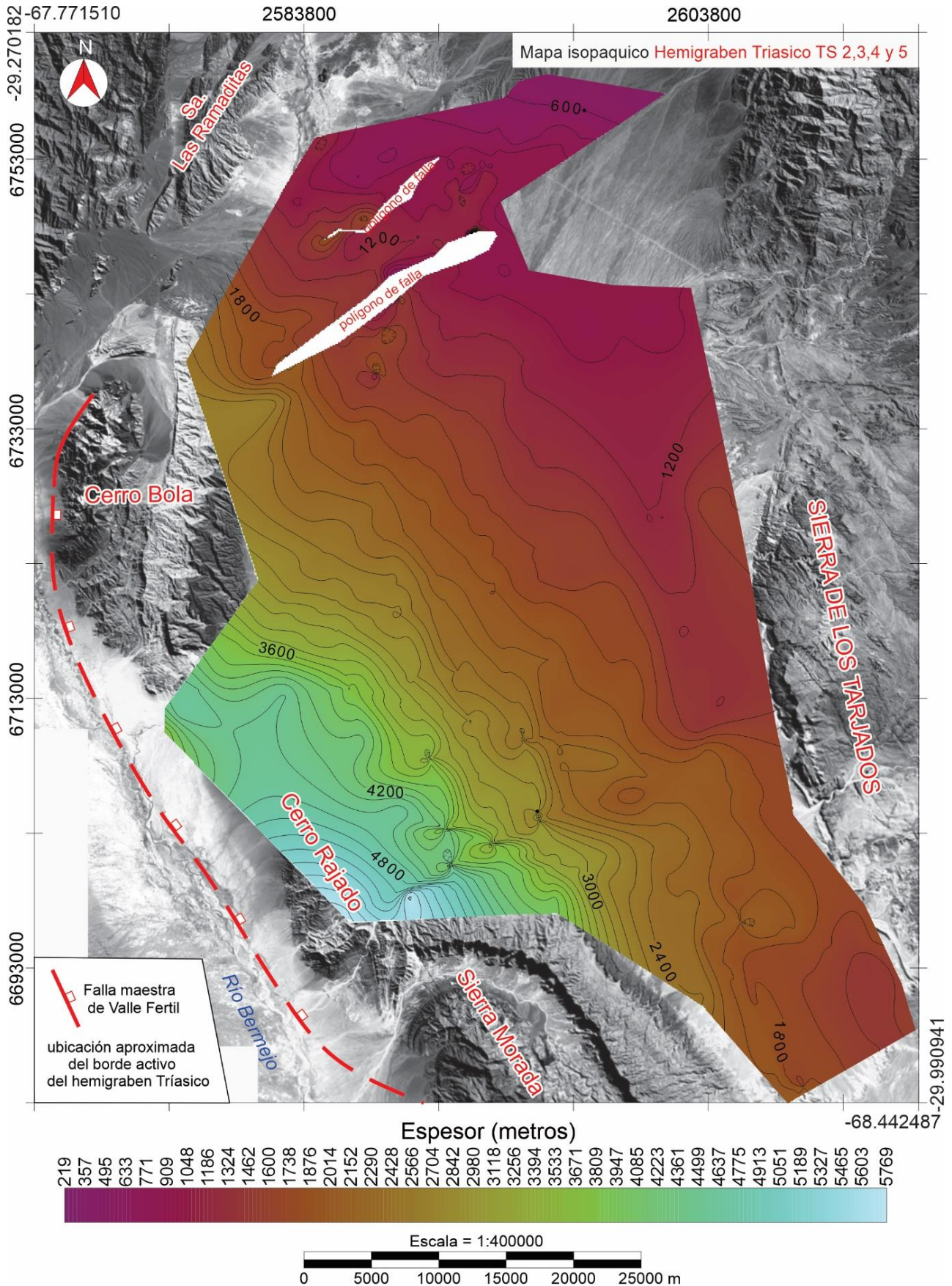


Fig. 4.15: Mapa isopáquico-estructural de las tectonosecuencias acumuladas durante el Pérmico Superior-Triásico Superior (TS2, TS3, TS4, y TS5). Nótese el incremento gradual de espesor desde el noreste hacia el sudoeste, es decir hacia la falla maestra o de borde activo del hemigraben Triásico. Profundidades referidas a la superficie topográfica.

4.3.1.7 Tectonosecuencia 6 (TS6): formaciones La Moradita y Quebrada de Médano-Rio Mañero (indiferenciadas)

Esta tectonosecuencia consiste en un paquete delgado y tabular de reflectores continuos a semicontinuos de moderada a alta amplitud y baja frecuencia. En los perfiles sísmicos interpretados, se observa que regionalmente la TS6 yace en una aparente concordancia sobre la TS5. Sin embargo, hacia los sectores más proximales al borde occidental de la cuenca, el contacto entre la TS5 y la TS6 está dado por una truncación de los reflectores superiores de la TS5 con la base de la TS6. La truncación es muy sutil en los perfiles sísmicos SM94-2, SM94-14A, 10157, y 10162 (Figs. 4.6, 4.10, 4.13, 4.14; respectivamente). Sin embargo, al horizontalizar el tope de la TS5 en el perfil sísmico SM94-14A (Fig. 4.11), y exagerar verticalmente el perfil, la truncación de reflectores se observa con mayor claridad.

De acuerdo al contacto basal con la TS5, y a la proyección de los reflectores con los afloramientos del borde occidental de la cuenca (sector Cerro Bola-Cerro Rajado), la TS6 se correlaciona con la Formación Quebrada de Médano (Parker, 1974), acumulada durante el Mioceno Inferior (Bossi, 1977; Malizzia, 1987; Malizzia *et al.*, 1995). Por su parte, hacia el sur de la cuenca, la TS6 se correlaciona con la Formación Río Mañero (Bossi, 1977), considerada como un equivalente lateral de la Formación Quebrada de Médano (Bossi, 1977; Malizzia, 1987; Malizzia *et al.*, 1995). A su vez, desde la región central y hacia el sur de la cuenca, algunos reflectores basales de alta amplitud “brillosos” pueden corresponderse a los depósitos volcanoclásticos andesíticos reconocidos por Parker (1974) y Bossi (1977), e incluidos recientemente en la Formación La Moradita del Mioceno Inferior (Astini *et al.*, 2017).

Teniendo en cuenta las relaciones de campo entre las unidades antes mencionadas, se establece que el contacto entre la TS5 y la TS6 está dado por una truncación erosional, formando una discordancia angular entre las formaciones Quebrada de Médano-Rio Mañero con las unidades infrayacentes (formaciones Los Colorados y Cerro Rajado). Esta discordancia angular se observa claramente en el sector norte del Cerro Rajado (Figs. 3.11A, 3.12 y 4.16), donde la angularidad alcanza los 45°, decreciendo en 8° a 11° en el Cerro Bola, y 1° a 2° en la Sierra Morada (Parker, 1974; Bossi, 1977; Malizzia, 1987; Caselli *et al.*, 2001). En gran parte del Cerro Bola, las formaciones Cerro Rajado y La Moradita son suprimidas por la discordancia angular, que pone en contacto directo la Formación Quebrada de Médano con la Formación Los Colorados (Figs. 3.11A, 3.12 y 4.16). De acuerdo a esta última observación se deduce que la Formación Cerro Rajado no está

presente a lo largo de los perfiles sísmicos que atraviesan el sector norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

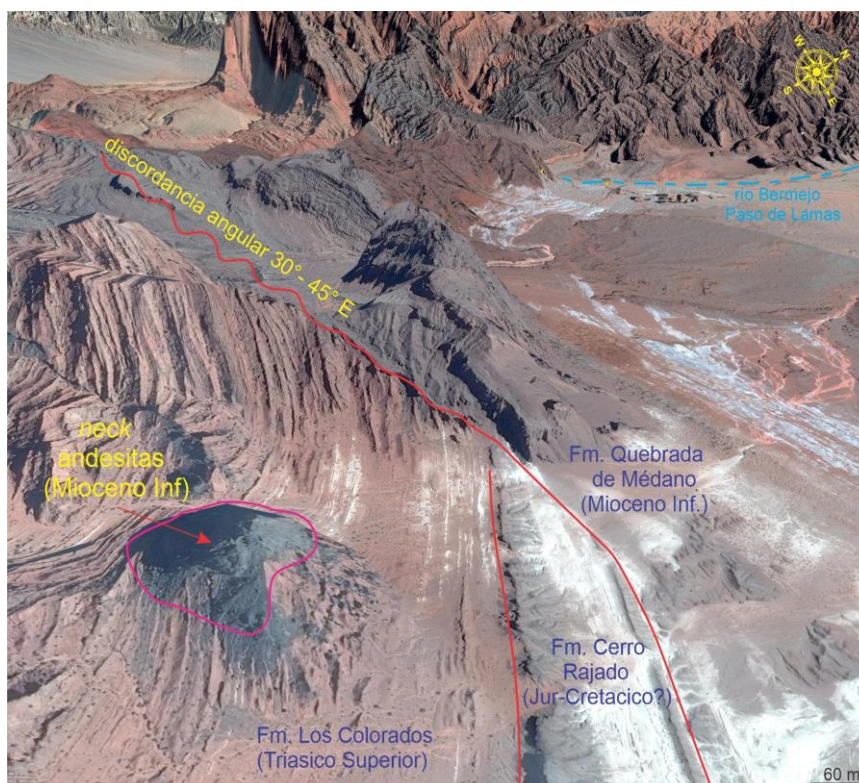


Fig. 4.16: Imagen extraída de Google Earth ®. Vista oblicua verticalmente exagerada hacia el norte del anticlinal Cerro Rajado, en donde se observa la discordancia angular entre las formaciones Los Colorados y Cerro Rajado con la Formación Quebrada de Médano.

4.3.1.8 Tectonosecuencia 7 (TS7): Formación Desencuentro

La tectonosecuencia 7 (TS7), exhibe reflectores continuos a semicontinuos de gran continuidad lateral, amplitud variable y frecuencia alta. En los perfiles sísmicos presentados en las páginas anteriores, se observa que la TS7 presenta una configuración predominantemente tabular, yaciendo en conformidad sobre la TS6. Sobresale en todos los perfiles sísmicos de la cuenca, por presentar importantes espesores, los cuales se encuentran comprendidos entre los ~1,5 a ~4.6 s (TWT), en una tendencia de engrosamiento en la dirección O-E y SO-NE.

En norte de la cuenca, a lo largo de los perfiles sísmicos SM94-5 y 10157 (Figs. 4.7 y 4.13), la TS7 presenta una geometría externa en forma de cuña compuesta internamente por reflectores que sobrepasan (*overlap*) la cresta del monoclinal “San Isidro”. Sobre esta estructura se visualiza una marcada disminución del espesor de la TS7 desde la cresta hacia el sinclinal que se desarrolla de manera frontal al mismo, conformando así una disposición abanicada de reflectores. De esta manera, gran parte de la TS7, es decir aquellos reflectores ubicados por encima del horizonte “IntraD” (Figs. 4.7 y 4.13), conforman

estratos de crecimiento (e.g., Poblet, 2012; y referencias allí citadas), que, de acuerdo a los afloramientos a lo largo de los perfiles sísmicos, los mismos se correlacionan con los depósitos fluviales del Mio-Plioceno de la Formación Desencuentro (Malizzia, 1987; Malizzia *et al.*, 1995).

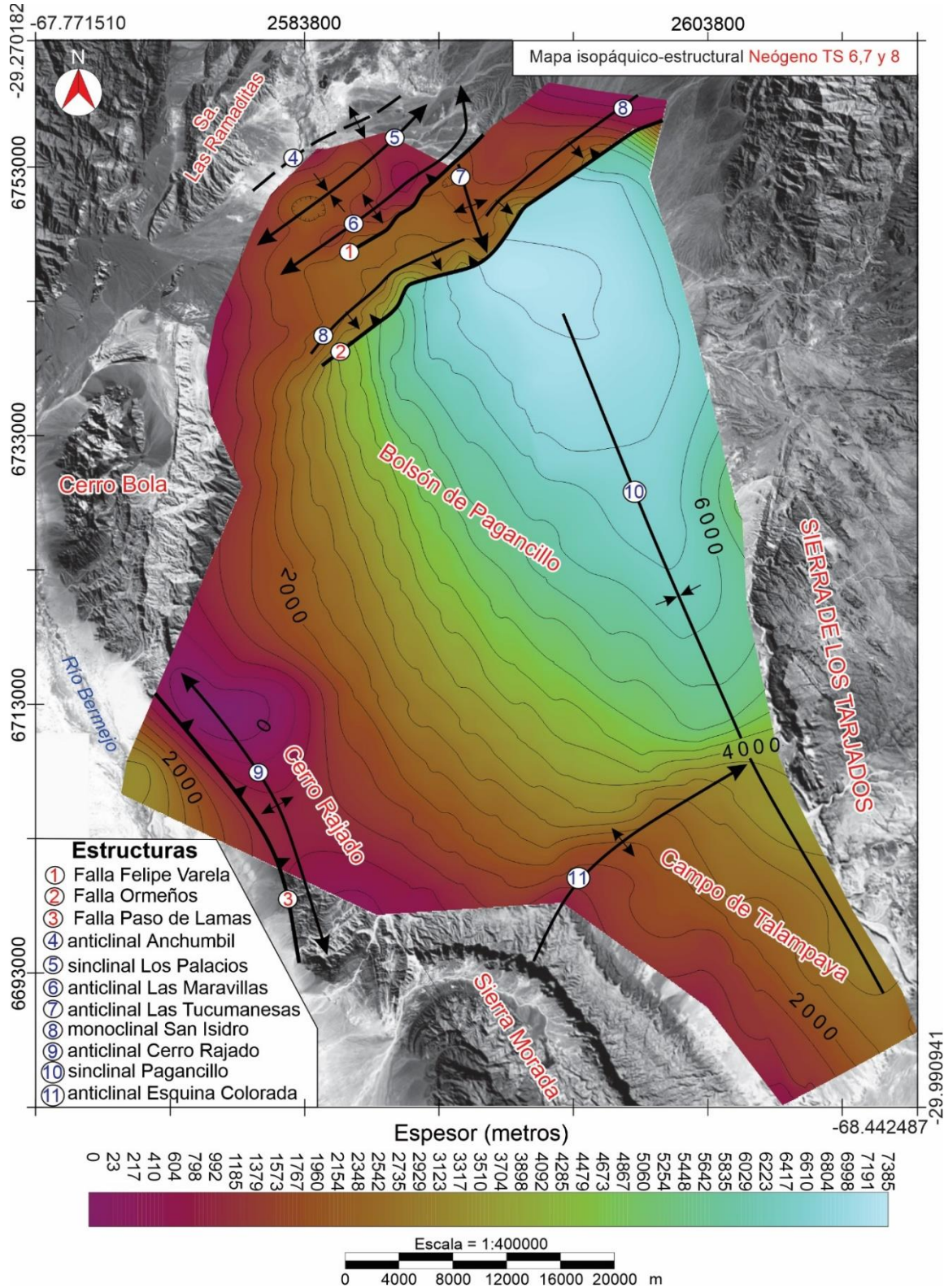


Fig. 4.17: Mapa isopáquico-estructural del Mio-Pleistoceno (TS6, TS7, y TS8) de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Profundidades referidas a la superficie topográfica.

4.3.1.9 Tectonosecuencia 8 (TS8): Formación Santa Florentina

En el tope de la estratigrafía sísmica de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se encuentra la TS8, completando así el registro sedimentario Mio-Pleistoceno, el cual alcanza un espesor máximo de 7835 m en el sector nororiental de la cuenca (Fig. 4.17).

En cuanto a su configuración interna, la TS8 presenta patrones de reflexión similares a la TS7, pero se diferencia de esta última por tener un espesor más reducido (espesor máximo ~1,5 s TWT; Fig. 4.18), y por presentar velocidades interválicas entre 2500 a 2800 m/s, que contrastan marcadamente con la TS7 (Fig. 4.4 C).

La TS8 puede ser solamente delimitada en la región central y nororiental-oriental de la cuenca, coincidiendo su contacto inferior con la aparición de los depósitos conglomerádicos fluviales-aluviales Plio-Pleistocenos de la Formación Santa Florentina (Figs. 4.1, 4.3), los cuales afloran a lo largo de los perfiles sísmicos 7012-16, SM94-5, 07006-10, SM94-14A, y 7009a (Figs. 4.4, 4.7, 4.9, 4.10, y 4.19, respectivamente).

Al igual que la TS7, y a lo largo del perfil sísmico SM94-5 (Fig. 4.7), el arreglo tabular de la TS8 es interrumpido en la cresta del monoclinial San Isidro, donde los reflectores presentan una configuración de estratos de crecimiento similar a la TS7, pero con una disminución de espesor menor y no tan evidente. Hacia el este, la TS8 conforma parte del limbo oriental del sinclinal Pagancillo (Figs. 4.17 y 4.19). Desafortunadamente debido a la baja relación señal-ruido del perfil sísmico 7009a (Fig. 4.19), no es posible interpretar la presencia de estratos de crecimiento vinculados a la estructuración del sinclinal Pagancillo y del anticlinal Sierra de Los Tarjados (Fig. 4.18).

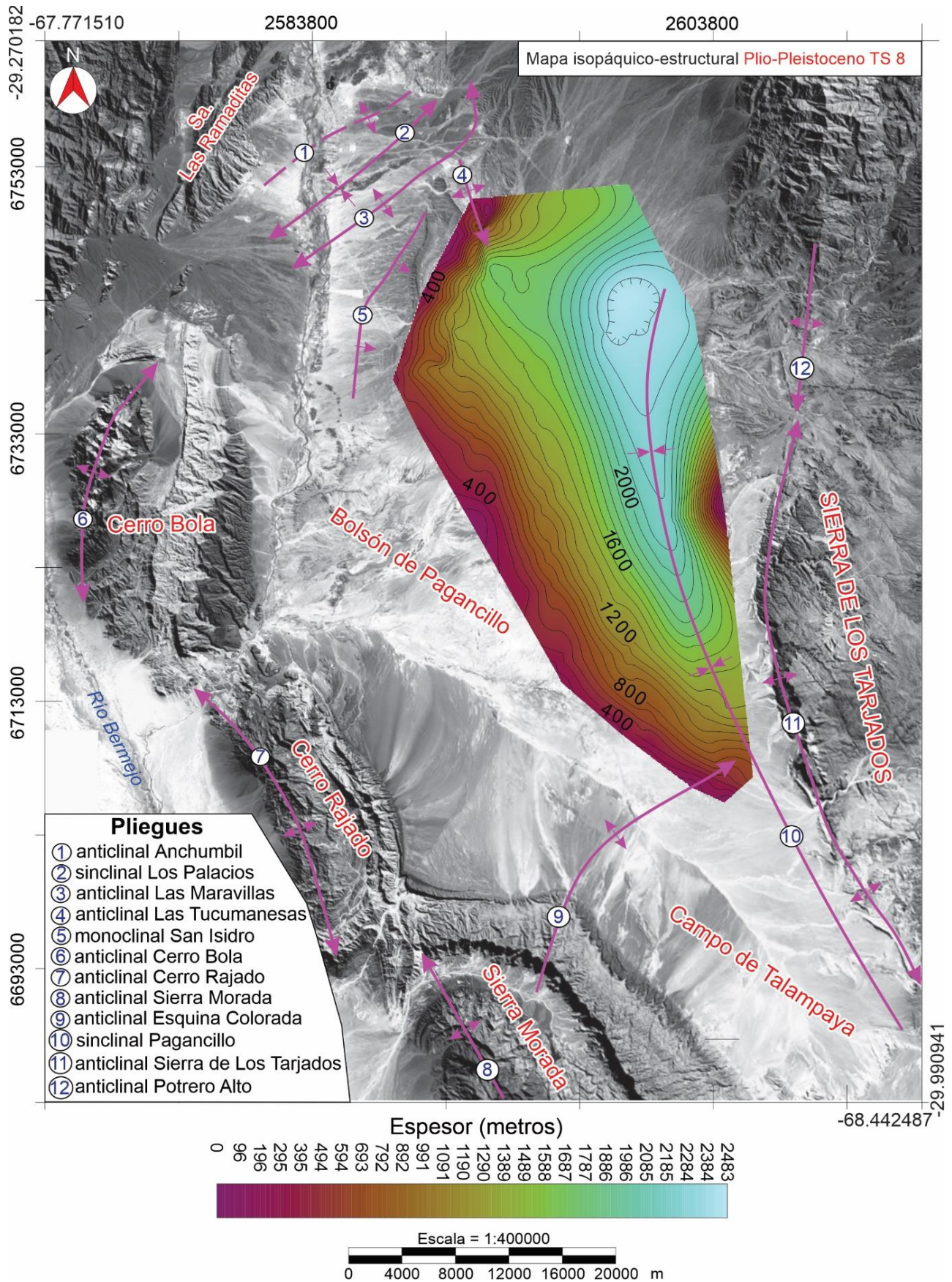


Fig. 4.18: Mapa isopáquico-estructural del Pleistoceno-Plioceno (TS8) de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Profundidades referidas a la superficie topográfica.

4.3.2 Estructuras interpretadas en los perfiles sísmicos

La expresión sísmica de la estructura del subsuelo de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión ha sido escasamente estudiada por González Segura (1987), Rosello *et al.*, (1997), y López-Gamundi *et al.*, (1997). Por lo tanto, el marco estructural del subsuelo, y su relación con la geología y estructuras de superficie, ha permanecido hasta la fecha como un gran interrogante. Esto, es posiblemente atribuido a la calidad de la cartografía geológica disponible, la planimetría de adquisición sísmica y a cuestiones de confidencialidad de YPF S.A desde la década de 1970 hasta la actualidad.

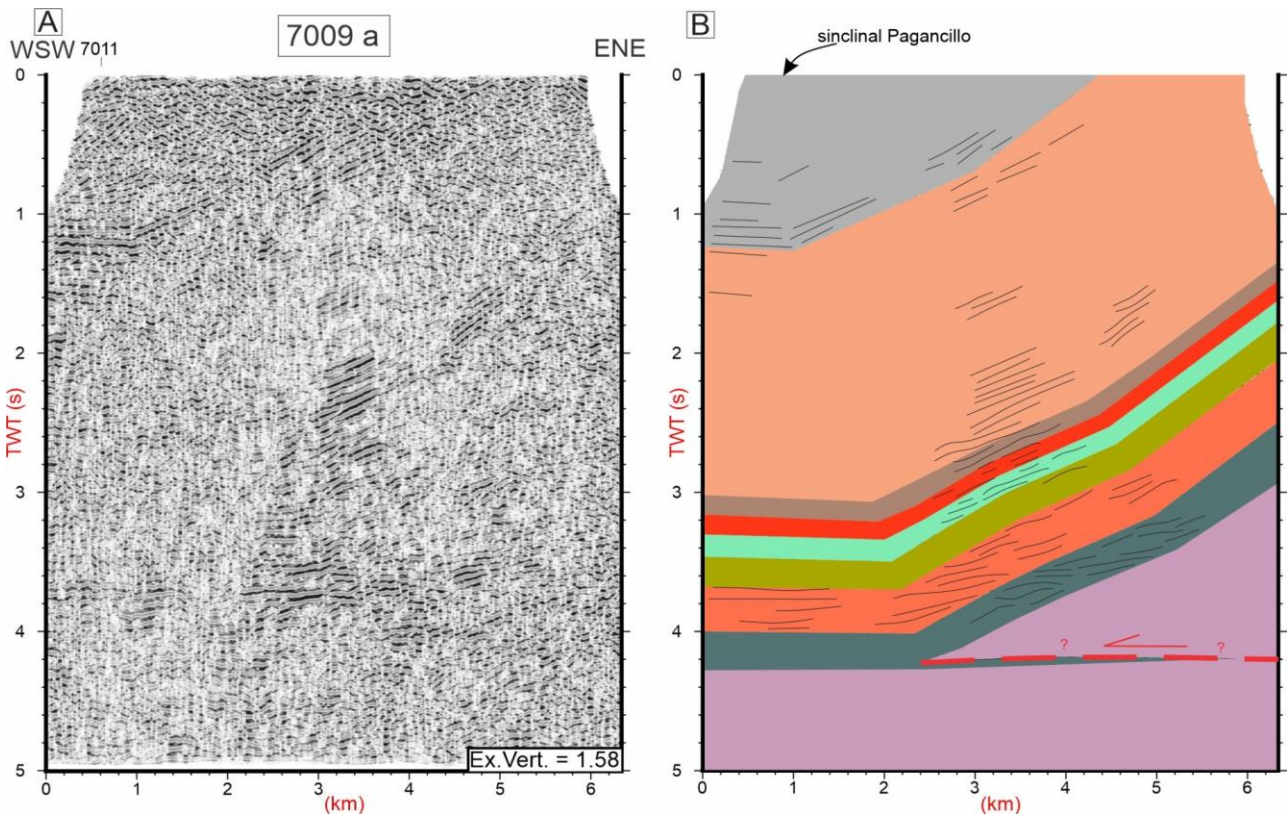


Fig. 4.19: A) perfil sísmico 7009a no interpretado. B) perfil sísmico 7009a interpretado. El esquema de colores de las secuencias interpretadas y su correlación con la geología de superficie proviene de la figura 4.3.

De los antecedentes antes citados, sobresalen los aportes realizados por Rosello *et al.*, (1997), quienes describieron la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión como una cuenca tipo rampa asimétrica (*c.f.* Cobbold *et al.*, 1993), la cual se encuentra estructurada en todos sus bordes por fallas inversas que involucran el basamento pre-Carbonífero. Esta propuesta, es a grandes rasgos consistente con la interpretación sísmica estructural realizada en este capítulo. Sin embargo, localmente se reconocen y se interpretan nuevas estructuras de basamento y de piel fina que contribuyen a una nueva propuesta sobre la configuración estructural general de la cuenca (Figs. 4.1, 4.5, 4.16, 4.18).

De acuerdo a la subdivisión estructural propuesta por Rosello *et al.*, (1997), el extremo austral de la cuenca (“Alto de San Nicolás”; Fig. 4.1) incluye la zona de falla “El Plateado” (Mozetic, 1974) o El Alto (Cardinali *et al.*, 1999). Este sector no es analizado en este apartado, debido a que no existe cobertura sísmica que permita caracterizar o comprobar estas estructuras en el subsuelo. No obstante, este sector es analizado en el apartado 6.3.4.3 del Capítulo 6, de acuerdo a los datos de afloramientos.

Para una mejor descripción de la estructura del subsuelo de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, y su relación espacial con la geología y estructura superficial (Fig. 4.1), se asignaron nombres a todas las estructuras, siguiendo toponimias locales correspondientes a fincas o estancias con sus respectivos propietarios, parajes y pueblos localizados cerca de ellas. A continuación, se describen los sectores marginales de la cuenca, los cuales poseen estilos estructurales distintivos de acuerdo a lo interpretado en los perfiles sísmicos y mapas isopaquicos-estructurales presentados en las páginas anteriores.

4.3.2.1 Extremo septentrional: Faja plegada y corrida de piel gruesa “Villa Unión - San Isidro”

A lo largo del perfil sísmico SM94-5 (Fig. 4.7) se reconocen cuatro grandes pliegues con rumbos NE-SO a NNE-SSO. Estos pliegues están relacionados a corrimientos y fallas inversas ciegas vergentes al SE, que se enraízan en el basamento cristalino del Proterozoico (Figs. 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, y 4.13). Estas estructuras están orientadas de manera oblicua al estilo estructural “Pampeano”, el cual predomina regionalmente, y se caracteriza por la presencia fallas inversas con rumbos N-S que marginan y elevan bloques de basamento (González Bonorino 1950; Jordan y Allmendinger, 1986; González Segura, 1987; Ramos *et al.*, 2002, entre otros). En este sentido, el extremo septentrional de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, presenta una configuración estructural peculiar, por lo que debido a propósitos cartográficos y de análisis estructural (véase Capítulo 6), se propone la definición de la **Faja plegada y corrida de piel gruesa “Villa Unión - San Isidro”**.

De acuerdo al mapa estructural de basamento (Fig. 4.5), y al mapa isopáquico-estructural del Mio-Pleistoceno (Fig. 4.16), la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro, se compone desde el NO al SE por las siguientes estructuras (pares de fallas y pliegues): el anticlinal “Anchumbil” y la falla “Montecino”, el sinclinal “Los Palacios” y el anticlinal “Las Maravillas”, ambos relacionados con la falla Felipe Varela, y el monoclinal

“San Isidro” y el sinclinal frontal, ambos relacionados a la subyacente falla Ormeños. Hacia el sudoeste, a lo largo del extremo norte del perfil sísmico 10157 (Fig. 4.13), la falla inversa Ormeños presenta dos ramificaciones divergentes (*divergent splays*; *sensu* Boyer y Elliot, 1982), que corresponden a los corrimientos “Picardía Bustos” y “González” (Fig. 4.5). Estos dos corrimientos afectan el basamento y la TS1, disipando parte del acortamiento de la falla inversa Ormeños a través de su bloque yacente.

El último rasgo estructural de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro, que sobresale en el subsuelo y en superficie, es el anticlinal “Las Tucumanesas” (Fig. 4.1). Este anticlinal está ubicado en los extremos orientales de los perfiles sísmicos SM94-2 y 07003 (Figs. 4.6 y 4.8, respectivamente), y se caracteriza y contrasta marcadamente con las estructuras antes mencionadas, por la particularidad de poseer un eje con rumbo N-S que interfiere con el monoclinial San Isidro (Figs. 4.1 y 4.16).

Los perfiles sísmicos SM94-2, SM94-5, 07003, y 10157 (Figs. 4.6, 4.7, 4.8, y 4.13; respectivamente), muestran las características geométricas de la **falla Ormeños y del monoclinial San Isidro**. En profundidad, la presencia de la falla está representada por reflexiones de plano de falla en el basamento, y por la truncación de las tectonosecuencias por debajo del bloque colgante. Este estilo estructural es similar a las estructuras con basamento involucrado en la deformación que generan grandes anticlinales y monoclinales en el centro-sur de las montañas Rocallosas de los Estados Unidos de Norteamérica (*e.g.*, Mitra y Mount, 1998).

El monoclinial San Isidro, se desarrolla sobre el bloque colgante de la falla inversa Ormeños, y se caracteriza por los estratos de crecimiento de las formaciones Desencuentro y Santa Florentina descritos en los apartados 4.3.1.8 y 4.3.1.9. La configuración de los estratos de crecimiento, permite aproximar la geometría de los estratos pre-crecimiento en el limbo frontal, el cual, en el perfil sísmico SM94-5 (Fig. 4.7), se interpretan buzamientos subverticales que provocan una marcada reducción de la resolución del dato sísmico. Por su parte, la configuración de los estratos de crecimiento contrasta marcadamente con los triángulos de crecimiento predichos por las teorías de eje fijo y espesor constante de Suppe *et al.*, (1992). Por lo contrario, la configuración de estratos de crecimiento es consistente con un monoclinial de crecimiento de acuerdo al modelo cinemático con deformación por cizalla triangular “*trishear*” (*e.g.*, Erslev, 1991; Allmendinger, 1998; Poblet, 2012). Esto último, se analiza y se discute con más detalle en el apartado 6.3.1.3 del Capítulo 6.

La interpretación sísmica estructural en los perfiles sísmicos SM94-5, 7003, 10157 (Figs. 4.7, 4.8, 4.13, respectivamente), y los mapas estructurales-isópacos de las figuras 4.5 y

4.16, muestran la existencia del **anticlinal Las Maravillas, y el sinclinal Los Palacios**, los cuales se encuentran situados en el bloque colgante del corrimiento Felipe Varela. El anticlinal Las Maravillas, es asimétrico hacia el sudeste y presenta una cresta levemente redondeada a plana que separa un limbo dorsal y uno frontal con anchos de ~6 km y ~1.5 km respectivamente. El limbo frontal presenta una inclinación levemente superior al limbo dorsal, y los reflectores están desplazados y truncados por el corrimiento Felipe Varela, con respecto a sus reflectores equivalentes del bloque yacente. Este estilo estructural de plegamiento, sugiere transferencia de acortamiento por encima de un punto ciego del corrimiento, que por sucesivas reactivaciones a través del limbo frontal dio como resultado un anticlinal por propagación de falla transportado (*c.f* Suppe y Medwedeff, 1990). Esto último, se analiza y se discute con más detalle en el apartado 6.3.1.2 del Capítulo 6.

El sinclinal Los Palacios en el perfil sísmico SM94-5 (Fig. 4.7), muestra claramente una zona charnela levemente curva, la cual es bisectada por una superficie axial inclinada al sudeste que se extiende hasta el basamento en una flexión cóncava hacia arriba del corrimiento Felipe Varela. Por lo tanto, esta superficie axial puede ser considerada como una superficie axial activa (*c.f* Suppe, 1983). De esta manera, el estilo estructural sinclinal Los Palacios es consistente con un sinclinal de bloque colgante (*c.f* Suppe, 1983), producido por la flexión e incremento de la inclinación de la falla Felipe Varela. Esto último, se analiza y se discute con más detalle en el apartado 6.3.1.2 del Capítulo 6.

En el extremo noroccidental del perfil sísmico SM94-5 (Fig. 4.7), es evidente el basculamiento de las tectonosecuencias hacia el sudeste, como así también un leve plegamiento que permite determinar la presencia del **anticlinal Anchumbil** (Figs. 4.1, 4.5 y 4.16). Este anticlinal es la estructura más septentrional de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro, y se encuentra en el bloque colgante del corrimiento Montesino (Fig.4.5 y 4.7). Desafortunadamente, la falta de cobertura sísmica hacia el noroeste y la baja calidad del perfil sísmico SM94-4 (no incluido en este capítulo; véase ubicación del mismo en la figura 4.1), impide la caracterización general de la estructura. Sin embargo, en el perfil sísmico SM94-5 (Fig. 4.7), es posible interpretar una banda *kink* limitada por dos superficies axiales en el limbo frontal. Esto permite inferir la presencia de una rampa de basamento (corrimiento Montesino), que desarrolla un nivel de despegue superior en la proximidad del contacto basamento-TS1. De esta manera, el estilo estructural del anticlinal Anchumbil puede ser interpretado como una cuña estructural simple (Shaw *et al.*, 2005, y referencias allí citadas), si se infiere la presencia de un retrocorrimiento que se propaga hacia la cresta del anticlinal desde el punto de terminación del nivel de despegue.

Alternativamente, también puede ser interpretado como un anticlinal por flexión de falla (*c.f* Suppe, 1983), formado sobre una flexión cóncava hacia abajo del corrimiento Montecino. Ambas propuestas, son analizadas y discutidas con más detalle en el apartado 6.3.1.1 del Capítulo 6.

Finalmente, la geometría del **anticlinal Las Tucumanesas** es consistente con un plegamiento del tipo paralelo, como el desarrollado en los anticlinales por flexión de falla (*c.f* Suppe, 1983), y con bandas *kink* que separan los limbos y la cresta. En profundidad el origen del anticlinal está relacionado a dos corrimientos de piel fina vergentes al oeste, con geometrías escalonadas (i.e. despegue-rampa-despegue), que conforman un sistema imbricado (*e.g.*, Shaw *et al.*, 1999). El corrimiento más profundo “F1” (Figs. 4.6 y 4.8), tiene un nivel de despegue inferior en la TS1, el cual está conectado con un nivel despegue superior en la base de la TS2 por medio de una rampa que atraviesa los rellenos del paleovalle glaciar del “Paganzo I” (Figs. 4.3, 4.6 y 4.8). Por lo contrario, el corrimiento más somero “F2” (Figs. 4.6 y 4.8) afecta solamente a la TS3, desarrollando una rampa a lo largo del limbo oriental del anticlinal, y un nivel de despegue superior en la cresta, para formar una suave flexura que no repercute significativamente en la geometría general del anticlinal. Todas estas características geométricas, como la evolución cinemática, son analizadas y discutidas con más detalle en el apartado 6.3.1.4 del Capítulo 6.

4.3.2.2 Borde occidental-noroccidental: anticlinales Cerro Bola, Cerro Rajado y Sierra Morada

En el borde occidental-noroccidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, el **Cerro Bola, el cerro Rajado y la sierra Morada**, conforman de manera escalonada (*en échelon*) tres anticlinales homónimos (Fig. 4.1). Estas estructuras son anticlinales (braquianticlinales), con un rumbo aproximado NO-SE y vergencia dominante al oeste-sudoeste (Wässman 1930; de la Mota 1946; Heim, 1949; Gentili, 1972; Mozetic, 1974; Malizzia, 1987; Reinoso, 1994; Rosello *et al.*, 1997; López-Gamundi *et al.*, 1997). Localmente se encuentran separados por sillas estructurales o pliegues en silla de montar (*saddle fold*; *c.f* Lisle, 1996). Entre estas estructuras, se encuentra la silla de montar “Quebrada de Los Jachalleros” (Canelo y Dávila 2017), la cual separa el anticlinal Sierra Morada y el anticlinal Cerro Rajado. Por su parte, los anticlinales Cerro Bola y Cerro Rajado se encuentran separados por una silla de montar con poco desarrollo estructural, ubicada en las inmediaciones del Paso de Lamas (Gentili, 1972; Mozetic, 1974; Malizzia, 1987,

Reinoso, 1994). Todas estas estructuras son analizadas y discutidas con más detalle en el apartado 6.3.4 del Capítulo 6.

De acuerdo a los perfiles sísmicos 7012-16, 7006-10, y SM94-14A (Figs. 4.4, 4.9, 4.10; respectivamente), resulta evidente que los anticlinales son el resultado del proceso de inversión tectónica positiva de la falla maestra o de borde activo de la cuenca de hemigraben triásica (falla Valle Fértil; Fig. 4.1). Este evento tectónico Mio-Pleistoceno (Malizzia *et al.*, 1995; Rosello *et al.*, 1996, 1997; López-Gamundi *et al.*, 1997; Ortiz *et al.*, 2015; Fosdick *et al.*, 2015; Ezpeleta *et al.*, 2022), está manifestado a través de la extrusión de los sedimentos de relleno de *synrift* de las tectonosecuencias 2,3 y 4 (Fig. 4.3), como así también, mediante el desarrollo de estratos de crecimiento neógenos en el limbo frontal del anticlinal Cerro Rajado (Fig. 4.10), y en el subsuelo de la Cuenca del Bermejo en proximidad a la Sierra de Valle Fértil-Sierra Morada (Zapata y Allmendinger 1996). De esta manera, el estilo estructural general que caracteriza el borde occidental-noroccidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, es el de anticlinales de inversión tectónica con basamento involucrado en la deformación, los cuales presentan una marcada asimetría hacia el oeste-sudoeste en forma de “arpón” (*e.g.*, Bonini *et al.*, 2012, y referencias allí citadas). Este estilo estructural sugiere que la falla de Valle Fértil posee una geometría de falla lítrica en profundidad (*e.g.*, Buchanan y McClay, 1991), y que la misma ha experimentado diferentes grados de inversión tectónica a lo largo de su rumbo (Fig. 4.1). Con respecto a esta última observación, en los anticlinales Cerro Bola, y Sierra Morada se observa un grado de inversión total en el que la falla de Valle Fértil fracturó y transportó completamente el limbo frontal de los anticlinales, exhumando rocas del Paleozoico Superior, Triásico, y del basamento al sur del anticlinal Sierra Morada. En cuanto al anticlinal Cerro Rajado, también se observa un grado de inversión total en los perfiles sísmicos 7012-16 y SM94-14A (Figs. 4.4; 4.10; respectivamente), pero no se observan rocas del Paleozoico Superior y del basamento exhumadas en superficie. Resulta de interés general mencionar que el extremo sur del anticlinal Cerro Rajado es atravesado por el perfil sísmico 16065 (véase ubicación en Fig. 4.1). Sin embargo, la disminución de la calidad del dato sísmico en la zona del anticlinal (reflexiones caóticas), no permite establecer las características estructurales antes mencionadas.

La reinterpretación de los perfiles sísmicos y el análisis de los antecedentes sobre estudios estructurales de la región (*e.g.*, de la Mota 1946; Heim, 1949; de Alba, 1954; Gentili, 1972; Mozetic, 1974; Malizzia, 1987; Reinoso, 1994; Rosello *et al.*, 1996, 1997, 2005; López-Gamundi *et al.*, 1997), permite establecer que los anticlinales presentan

localmente variaciones en el estilo y distribución de la deformación interna. Esto último, es generado por fallas de piel fina y de basamento que afectan principalmente los limbos dorsales, y que en su conjunto no generan estilos estructurales en flor asimétricos de acuerdo a lo propuesto por Rosello *et al.*, (1996, 1997, 2005).

El perfil sísmico 7006-10 (Fig. 4.9), atraviesa el cierre periclinal norte del anticlinal Cerro Bola (Fig. 4.1). En proximidad a su cresta, se observa una truncación de reflectores en el limbo dorsal, la cual es consistente con la presencia de la **falla del “Cerro Las Lajas”** (Figs. 4.1, 4.9). Esta falla fue reconocida por de Alba (1954), quien la describió como una falla inversa con un rumbo N-S y con una inclinación subvertical hacia el oeste. Sin embargo, la interpretación sísmica (Fig. 4.9), muestra que el plano de falla (rampa) presenta un buzamiento hacia al este, conectándose en profundidad con un nivel de despegue en la base de la Formación Los Rastros (TS3), posiblemente en las lutitas carbonosas “estratos de Ischichusca” (Fig. 4.3). En superficie, la falla Cerro Las Lajas yuxtapone la Formación Los Rastros (TS3) sobre la Formación Los Colorados (TS5), en un estilo estructural similar a una falla de acomodación de limbo dorsal (*c.f* Mitra, 2002).

En los perfiles sísmicos 7012-16 y SM94-14A (Figs. 4.4; 4.10; respectivamente), y de manera similar a lo observado en el anticlinal Cerro Bola, el anticlinal Cerro Rajado también presenta una falla de acomodación de limbo dorsal. Esta falla denominada como **“Paso de Lamas”**, también presenta un nivel de despegue en la base de la Formación Los Rastros (TS3), pero desarrolla una rampa que corta la cresta del anticlinal Cerro Rajado y yuxtapone en superficie las formaciones Los Rastros (TS3) e Ischigualasto (TS4), sobre los estratos de crecimiento neógenos de la TS7 (Figs. 4.1, 4.4, 4.10).

El **anticlinal Sierra Morada** (Fig. 4.1), no es atravesado por ningún perfil sísmico debido a su elevada y accidentada topografía. Sin embargo, las buenas exposiciones de las tectonosecuencias en superficie, permiten establecer un estilo estructural similar al anticlinal Cerro Bola (Figs. 4.1; 4.9). Solamente, el limbo dorsal puede ser observado e interpretado en el perfil sísmico 10154 (Fig. 4.12), el cual muestra el típico basculamiento hacia el este del basamento y las tectonosecuencias producido por la inversión tectónica de la falla de Valle Fértil.

Hacia el cierre periclinal septentrional del anticlinal Sierra Morada, su eje interfiere con un anticlinal que presenta un eje con rumbo SO-NE (Fig. 4.1). Esta última estructura, denominada **anticlinal “Esquina Colorada”** (nombre propuesto), fue reconocida por Rosello *et al.*, (1997) aparentemente en el perfil sísmico 10163 (véase su orientación en la Fig. 4.1), sin profundizar en los aspectos estructurales de la misma. El anticlinal Esquina

Colorada, yace en el bloque colgante de la falla “Aguada de Los Caballos” (nombre propuesto), la cual involucra basamento en la deformación de acuerdo a la interpretación del perfil sísmico 10162 (Fig. 4.14), y los mapas estructurales-isópacos de las figuras 4.5 y 4.16. Ambas estructuras, dividen a la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión en dos depocentros parcialmente conectados, los cuales controlan la sedimentación fluvio-aluvial actual en la región. Estos depocentros son denominados como “Bolsón de Pagancillo” y “Campo de Talampaya” (Figs. 4.1, 4.5 y 4.16). El anticlinal Esquina Colorada posee un eje con inmersión hacia el NE, debido a la gradual pérdida de rechazo vertical de la falla Aguada de Los Caballos en esa dirección (Figs. 4.5 y 4.16). El perfil sísmico 10162 (Fig.4.14), muestra, además, que el anticlinal es asimétrico hacia el noroeste, presentando un extenso limbo dorsal que se extiende a lo largo del Campo de Talampaya. De esta manera, el estilo estructural del anticlinal puede ser interpretado como un anticlinal por flexión de falla (*c.f* Suppe, 1983), que involucra la generación una cuña de basamento sobre una flexión cóncava hacia abajo de la falla Aguada de Los Caballos. Esto último, se analiza y se discute con más detalle en el apartado 6.3.4.4 del Capítulo 6.

4.3.2.3 Borde oriental: anticlinales Sierra de Los Tarjados, Potrero Alto y sinclinal de Pagancillo

En el borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión los importantes espesores sedimentarios son abruptamente interrumpidos por los corrimientos y fallas inversas responsables del levantamiento de las sierras de Los Tarjados, Potrero Alto y Sañogasta (Figs. 4.1, 4.5, 4.16 y 4.18).

Gran parte de la región oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión representa la prolongación austral de la faja orográfica del “Famatina Central” (Astini, 1998), diferenciándose de esta última región, por presentar un estilo estructural de bloques con basamento con vergencia dominante al Oeste (estilo estructural “Pampeano”, González Bonorino, 1950; en González Segura, 1987). Esta deformación principalmente neógena, y de piel gruesa afecta el registro sedimentario del Paleozoico Superior (Gr. Paganzo), Triásico (Fms. Talampaya-Tarjados y Gr. Agua de la Peña), como así también, a las unidades neógenas-cuaternarias (Fig. 4.1). El resultado de esta deformación es la presencia en superficie del **anticlinal de la Sierra de Los Tarjados** (Gentili, 1972), y el **anticlinal Potrero Alto** (nombre propuesto). También, y de manera frontal a estos anticlinales, se desarrolla un amplio y extenso sinclinal, reconocido y denominado por Gentili (1972) como el **sinclinal de Pagancillo**. Estos pliegues, de variada longitud de onda,

son generalmente subparalelos y su rumbo predominante es N-S. Además, son asimétricos y presentan vergencia occidental. Al igual que el sector norte de la cuenca, el fallamiento asociado a estos pliegues puede ser clasificado como no emergente por el dominio de zonas de plegamiento y fallas ciegas. Por este motivo el número de fallas observadas en superficie es reducido.

A lo largo del borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Fig. 4.1), ninguno de los perfiles sísmicos atraviesa los anticlinales antes mencionados, por lo que la estructura subsuperficial de los mismos no puede ser interpretada. Sin embargo, los anticlinales se encuentran muy bien expuestos en superficie, por lo que sus características geométricas y cinemáticas pueden ser determinadas mediante datos de afloramientos. Esto último, se analiza y se discute con más detalle en el apartado 6.3.6 del Capítulo 6.

El perfil sísmico 10154 (Fig. 4.12), muestra parcialmente la geometría del sinclinal de Pagancillo, en las inmediaciones del cierre periclinal sur del anticlinal Sierra de Los Tarjados (Fig. 4.1). Solamente, puede interpretarse la zona de charnela y el limbo occidental del sinclinal, el cual posee una inclinación inferior a los 15° E, de acuerdo a los datos estructurales de superficie. Con respecto al limbo oriental del sinclinal, el mismo no es observado en el perfil sísmico 10154 (Fig. 4.12), debido a una baja relación señal/ruido, posiblemente atribuida a una intensa zona de fracturamiento vinculada a la falla "Talampaya" (Rosello *et al.*, 1997), la cual está relacionada al levantamiento y exhumación del anticlinal Sierra de Los Tarjados. A su vez, la disminución de la calidad del dato sísmico en ese sector, puede ser atribuida a buzamientos subverticales e invertidos en los estratos neógenos, los cuales en proximidad al anticlinal Sierra de Los Tarjados poseen arreglos estratales típicos de estratos de crecimientos (Astini y Candiani, 2016). Los estratos de crecimiento identificados por Astini y Candiani (2016), muestran un arreglo similar a los estratos identificados en el sinclinal desarrollado de manera frontal al monoclinal San Isidro (perfil sísmico SM94-5; Fig. 4.7). De esta manera, el sinclinal de Pagancillo, también puede ser interpretado como un sinclinal de crecimiento, el cual está vinculado a la estructuración del anticlinal Sierra de Los Tarjados.

Hacia el sector norte de la cuenca, el perfil sísmico 7009a (Fig. 4.19) atraviesa las Lomas de Puerto Alegre - Los Loros (Fig. 4.1), permitiendo así, visualizar el limbo oriental del sinclinal de Pagancillo. Desafortunadamente la calidad de este perfil sísmico, no permite interpretar los estratos de crecimiento neógenos observados en el sur de la cuenca. Sin embargo, es posible interpretar de manera inferida, la presencia en profundidad de una cuña de basamento sobrecorrida responsable del basculamiento de las secuencias hacia

el oeste. Teniendo en cuenta la proximidad del anticlinal Sierra de Los Tarjados con esta cuña de basamento, se interpreta que el corrimiento basal de la cuña conformaría hacia el Este una rampa o una ramificación frontal de la falla Talampaya. De esta manera, parte del acortamiento transmitido por la falla Talampaya durante la conformación del anticlinal Sierra de Los Tarjados, podría haber sido disipado mediante una falla de atajo a través del bloque yacente, acomodando así, la deformación hacia el oeste a lo largo del limbo oriental del sinclinal de Pagancillo.

Capítulo 5: Estudio de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión mediante gravimetría y aeromagnetometría

5.1 Introducción

Los métodos geofísicos de Campo Potencial comprenden las técnicas que emplean los campos gravitatorio y magnético terrestres para el estudio de las características y propiedades de la litosfera y manto terrestre (Isles y Rankin; 2013; Long y Kaufmann, 2013; Hinze *et al.*, 2013; y referencias allí citadas). Estos métodos geofísicos no precisan de ninguna fuente artificial, sino que miden un campo natural presente en el medio mediante la adquisición de datos a lo largo de perfiles o grillas de muestreo. Ambos métodos son ampliamente utilizados a distintas escalas de medición (terrestre, aéreas y satelital), y en comparación a otros métodos geofísicos, constituyen métodos no invasivos y no destructivos ampliamente utilizados en la exploración de hidrocarburos, minería, geotecnia, arqueología, etc.; (Isles y Rankin; 2013; Long y Kaufmann, 2013; Hinze *et al.*, 2013; y referencias allí citadas).

El campo gravitatorio terrestre suministra una respuesta integrada de los contrastes de densidad causados por las rocas, mientras que el campo magnético está influenciado principalmente por los cambios laterales en las concentraciones de rocas con abundante contenido de minerales ferromagnéticos. Por lo tanto, la base de una interpretación integrada entre geología y geofísica, se encuentra en el mapeo de las variaciones laterales de la intensidad de ambos campos potenciales, sus anomalías y longitudes de onda asociadas, las cuales están en función de las configuraciones tridimensionales de las rocas que poseen contrastes de densidad, susceptibilidad magnética e imantación remanente (Isles y Rankin; 2013; Long y Kaufmann, 2013; Hinze *et al.*, 2013; y referencias allí citadas).

El presente capítulo presenta un enfoque integrado de diferentes técnicas de procesamiento e interpretación de datos de gravimétricos terrestres, y datos aeromagnéticos de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión y regiones aledañas. Los datos de gravedad y aeromagnetometría fueron procesados e interpretados de manera cualitativa y cuantitativa mediante la aplicación de algoritmos matemáticos (filtros), y modelación de las anomalías gravi-magnéticas, para ilustrar y determinar la geometría de la cuenca (sus límites y profundidad del basamento). Los modelos obtenidos proveen información sobre la ubicación de las principales estructuras de la cuenca, la cual complementa y valida parcialmente la interpretación de los perfiles sísmicos de reflexión (véase Capítulo 4). Si bien el modelado gravimétrico y magnetométrico no presenta soluciones únicas, ya que

múltiples modelos pueden dar resultados válidos, la interpretación integrada basada en la geología de superficie, sísmica de reflexión 2D, modelos geológicos, y asumpciones, tienden a reducir el número de posibles soluciones estructurales (Capítulo 6). De esta manera, los resultados obtenidos y las interpretaciones derivadas de los mismos, constituyen una expansión e integración del conocimiento geofísico-geológico presentado en trabajos previos (Giménez *et al.*, 2000; Ruiz e Introcaso, 1999 a-b; Introcaso *et al.*, 2004; Weidmann *et al.*, 2016).

5.2 Metodologías y datos

5.2.1 Método potencial gravimétrico: procesamiento y aplicaciones

La base de datos de gravedad terrestre utilizados en la presente tesis pertenece al Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), Universidad Nacional de San Juan. Los datos gravimétricos están referidos a la Red Fundamental Mundial IGSN71 (*International Gravity Standardization Network 1971*), vinculando la gravedad observada con la estación gravimétrica de Miguelete, Buenos Aires (979690.03 mGal). Todos los datos gravimétricos fueron procesados e interpretados mediante el *software* Oasis Montaj-Geosoft (Licencia de IGSV), para producir un mapa de Anomalía de Bouguer completa (Fig.5.1).

Las anomalías de gravedad se calcularon en base a fórmulas matemáticas clásicas (Introcaso 1997):

$$\mathbf{AAL} \text{ (mGal)} = g_{\text{obs}} - (\gamma - \text{CAL}) \quad (5.1)$$

$$\mathbf{AB} \text{ (mGal)} = g_{\text{obs}} - (\gamma - \text{CAL} + \text{CB}) \quad (5.2)$$

$$\mathbf{AB completa} \text{ (mGal)} = g_{\text{obs}} - (\gamma - \text{CAL} + \text{CB}) + \text{CT} \quad (5.3)$$

Donde:

AAL: Anomalía de aire libre.

AB: Anomalía de Bouguer.

gobs: Gravedad observada.

γ : Gravedad normal a la latitud de la estación.

CAL: Reducción de aire libre.

CB: Reducción de Bouguer.

CT: Corrección topográfica.

Para la reducción de aire libre se adoptó la expresión propuesta por Heiskanen y Moritz (1967), al asimilar la tierra a un elipsoide:

$$CAL = (0,30855 + 0,00022 \cos^2\varphi) h - 0,072 (h/1000)^2 \quad (5.4)$$

Donde h es la cota en metros y φ la latitud de observación.

Para la reducción de Bouguer (CB) y de acuerdo a Hinze (2003), se asumió una densidad convencional de 2,67 g/cm³ para las rocas correspondientes a la corteza superior.

$$CB = 0,1119 h \quad (5.5)$$

Para la gravedad teórica o normal (ecuación 6), se utilizó la expresión para el elipsoide Internacional de 1967 (GRS67).

$$V_{(1967)} = 9780318 * (1 + 0,0053024 * \text{sen}^2\varphi - 0,0000058 * \text{sen}^2\varphi) \quad (5.6)$$

Finalmente, se calculó la Anomalía de Bouguer Completa (Fig. 1), la cual fue obtenida mediante la ecuación 3. Para la corrección topográfica (CT) se aplicó la corrección de terreno empleando los algoritmos desarrollados por Kane (1962) y Nagy (1966), utilizando el modelo de elevación digital (DEM) obtenido del *Shuttle Radar Topography Mission* ("SRTM"; Farr *et al.*, 2007), con una resolución espacial de 90 m.

5.2.1.1 Obtención de las anomalías regionales y residuales de Bouguer

Con la finalidad de analizar la geometría de la cuenca y las respuestas gravimétricas de las estructuras geológicas y rocas emplazadas en corteza superior, se aplicaron filtros con la finalidad de separar los efectos gravimétricos regionales, y obtener los efectos locales o residuales (Blakely, 1995). Estos filtros fueron aplicados al mapa de Anomalías de Bouguer completa (Fig. 5.1). Este mapa muestra los efectos regionales (anomalías de baja frecuencia) y efectos locales (anomalías de alta frecuencia). El proceso de separación de los componentes de alta y baja frecuencia es denominado **separación residual-regional** (Isles y Rankin, 2013; Long y Kaufmann, 2013; Hinze *et al.*, 2013; y referencias allí citadas).

Este proceso consiste en técnicas de filtrado de longitudes de onda con el objetivo de elegir la frecuencia de corte óptima. En este capítulo de tesis se utilizó la técnica del análisis del Espectro de Potencia Promediado Radialmente (Spector y Grant, 1970). Estos autores consideraron la relación entre la profundidad de la fuente y su espectro radial de potencia en función del número de onda de la señal completa (Ecuación 7).

$$P(k) = C * \exp(-2|k|d) \quad (5.7)$$

Aplicando logaritmo en ambos miembros de la ecuación 7, se obtiene la ecuación 8:

$$\ln(P) = -2|k|d + C \quad (5.8)$$

Donde: $P(k)$ es el espectro de potencia, k es el número de onda, C es una constante, y d es la profundidad al tope de la anomalía o fuente.

Una serie de datos igualmente espaciados, puede ser expresada en el dominio del número de onda, mediante la transformada de Fourier de la señal geofísica. De esta manera es posible graficar el logaritmo neperiano del cuadrado de la amplitud de cada armónico de una señal, definido como espectro de potencia, vs. el correspondiente número de onda; observándose que la potencia del espectro decrece tanto como la profundidad de la fuente “ d ” aumenta por el factor $\exp(-2|k|d)$.

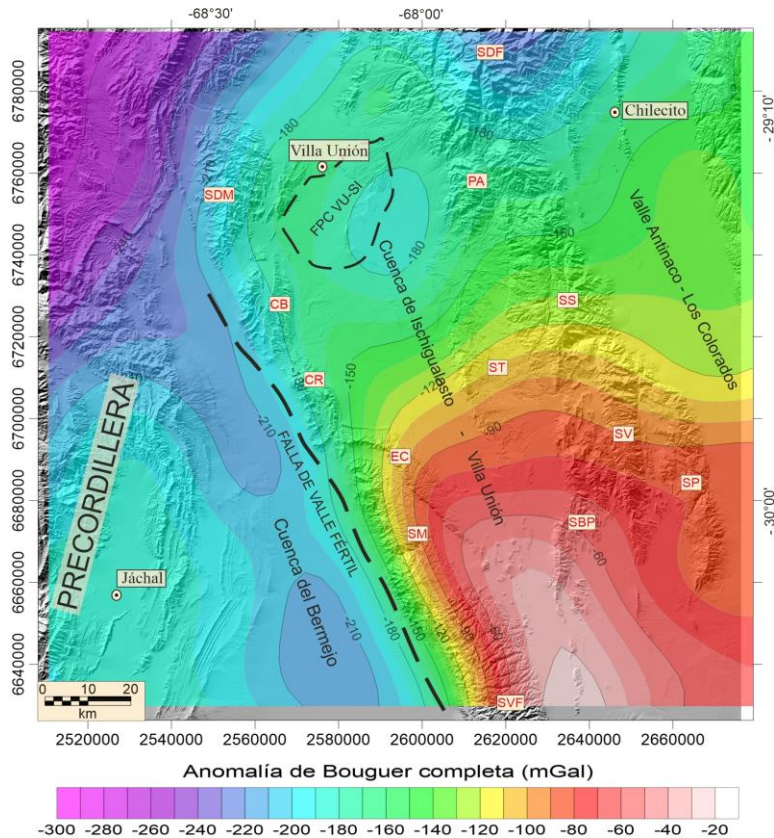


Fig. 5.1: Mapa de anomalía de Bouguer completa para la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas. Principales serranías y cerros: SVF (Sierra de Valle Fértil), SM (Sierra Morada), EC (Esquina Colorada), CR (Cerro Rajado), CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDF (Sierra de Famatina), PA (Potrero Alto), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), SV (Sierra de Vilgo), SP (Sierra de Paganzo), SBP (Sierra Baja de Los Portezuelos). FPC VU-SI (Faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro).

Cada tramo lineal del espectro de potencia es definido por su número de onda y frecuencia, y corresponde con la fuente que lo genera. La pendiente de estos tramos es utilizada para calcular la profundidad de las fuentes mediante la ecuación: $\text{Profundidad} = m/(4*\pi)$; donde “m” es el valor de la pendiente (Spector y Grant, 1970). El error cometido al estimar la profundidad viene dado por el error de ajuste por mínimos cuadrados del conjunto de datos pertenecientes a cada segmento de la curva del espectro de potencia.

Los valores de profundidad obtenidos para cada segmento fueron utilizados para determinar el número de onda o la longitud de onda de corte en el espectro de potencia. Estos valores fueron utilizados para diseñar el filtro mediante un proceso de filtrado interactivo en el módulo MAGMAP del *software* Oasis Montaj-Geosoft®, y obtener así el mapa de anomalías regionales. Luego este mapa fue descontado del mapa de anomalía de Bouguer completa (Fig.5.1), obteniendo finalmente el mapa de anomalías residuales.

5.2.2 Método potencial magnético: procesamiento y aplicaciones

Los datos aeromagnéticos pertenecen al SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino), y corresponden al bloque “Famatina”, y cubren parcialmente el norte de la cuenca de Ischigualasto - Villa Unión. Estos datos tienen el carácter de un cubrimiento del tipo regional; es decir están medidos a lo largo de perfiles de orientación norte-sur realizados a una altura nominal de vuelo de 150 m, con un espaciado de 1.000 m y con líneas de control de orientación este-oeste espaciadas cada 7.500 m. La resolución e intervalo de muestreo del magnetómetro de vapor de cesio es de 0.001 nT (nanoteslas), y 0,1 segundos (equivalente a aproximadamente 8 m a lo largo de las líneas de vuelo), respectivamente. Información más detallada sobre la adquisición y procesamiento de estos datos puede encontrarse en Johanis (2001).

<http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/2558>

La nivelación de los datos aeromagnéticos fue realizada por el equipo de investigadores del área de Métodos Potenciales del IGSV (Instituto Geofísico Sismológico “Ing. Fernando Volponi”) a partir de magnetometría terrestre que forma parte de la base de datos de este instituto. La metodología aplicada en la nivelación es descrita en detalle por Ruiz *et al.*, (2011).

El dato aeromagnético inicial, consistió en una grilla de **Intensidad de Campo Magnético Total o “TMI”** por sus siglas en inglés. Este dato representa una medición de las contribuciones del campo magnético inducido por el núcleo terrestre (documentado

mundialmente como el Campo de Referencia Geomagnético Internacional “IGRF”), y el campo magnético inducido por las rocas de la corteza terrestre. Con el objetivo de obtener mayor información del campo magnético local, se generó un mapa de **Campo Magnético Anómalo Total** (Fig. 5.2).

El mapa de Campo Magnético Anómalo Total (Fig. 5.2) fue obtenido mediante la eliminación del campo magnético principal obtenido del Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF), correspondiente a la fecha de adquisición del dato aeromagnético (junio y octubre, 1998). El modelo IGRF es obtenido y publicado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA por sus siglas en inglés) y la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGS por sus siglas en inglés). Este modelo es un conjunto de coeficientes de Gauss con sus variaciones seculares, de grado y orden $n = m = 1-10$. Los términos de grado inferior representan en gran medida el campo principal proveniente del núcleo externo (Hinze *et al.*, 2013).

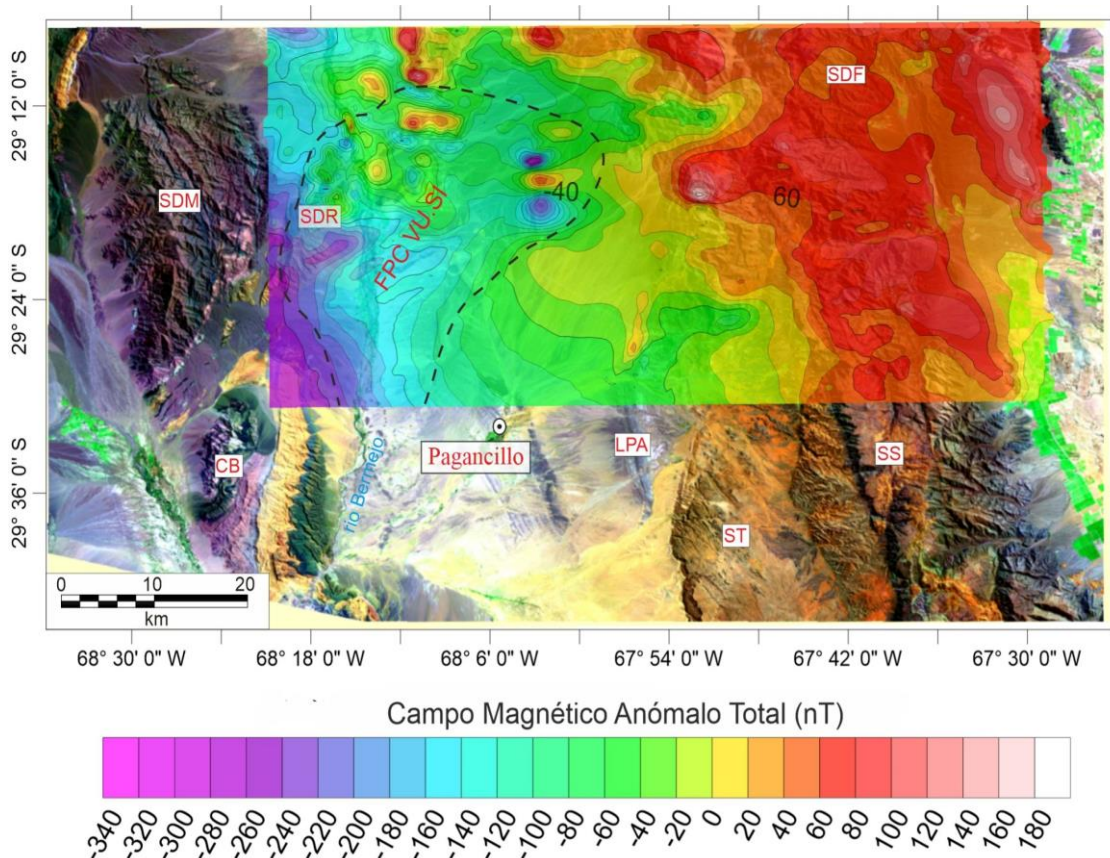


Fig. 5.2: Mapa del Campo Magnético Anómalo Total para el norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas. Principales serranías y cerros: CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDR (Sierra de Las Ramaditas), SDF (Sierra de Famatina), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), LPA (Lomadas de Puerto Alegre), Pagancillo. La línea negra discontinua marca el área correspondiente a la Faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro (FPC VU-SI).

5.2.2.1 Obtención del mapa de anomalías magnéticas regionales y residuales

Con la finalidad de analizar las propiedades magnéticas de las porciones más someras de la corteza terrestre, se obtuvo un mapa de anomalías magnéticas residuales, removiendo las componentes regionales (anomalías de baja frecuencia) del mapa de Campo Magnético Anómalo (Fig. 5.2), las cuales están relacionadas a fuentes magnéticas profundas.

El proceso de separación residual-regional, se realizó siguiendo la metodología del apartado 5.2.1.1, analizando el número de onda o la longitud de onda de corte en el espectro de potencia, para luego diseñar el filtro de separación de anomalías en el módulo MAGMAP del *software* Oasis Montaj-Geosoft®.

5.2.2.2 Reducción al Polo (RTP) de las anomalías magnéticas residuales

Con el objetivo de efectuar un análisis cualitativo de las anomalías magnéticas residuales, se utilizó la técnica de transformación de anomalías denominada Reducción al Polo (“RTP”, por sus siglas en inglés; Baranov 1957). Los datos magnéticos presentan dificultades para ser interpretados debido a que tanto el campo externo como el de la magnetización de los cuerpos subyacentes son vectores en general inclinados, pudiendo ser diferente la inclinación entre sí. Dado que en los polos terrestres esta diferencia no existe ya que el campo y la magnetización son verticales, el filtro o transformación RTP reconstruye el campo magnético de los datos como si correspondiera al polo, con campo magnético vertical ($I=90^\circ$) y declinación nula ($D=0^\circ$). Por lo tanto, la reducción al polo de las anomalías magnéticas es un método auxiliar para facilitar la interpretación de los datos magnéticos.

Para los datos aeromagnéticos utilizados, se aplicó la transformación RTP al mapa de anomalías magnéticas residuales, para transformar la inclinación magnética local, de aproximadamente -27.3° S en la región de estudio a 90° S (la inclinación magnética del polo sur). De esta manera, el procedimiento transformó las anomalías magnéticas dipolares en anomalías monopolares de modo que las anomalías magnéticas coincidan con los cambios litológicos y las estructuras que las originan.

A pesar que la RTP es una reducción muy popular, en latitudes magnéticas bajas, deben aplicarse correcciones al campo en dirección norte-sur. En presencia de magnetizaciones remanentes importantes o mediciones ruidosas, el campo reducido al polo suele incorporar errores en esa dirección (Baranov 1957, Blakely 1995, Nabighian *et al.*, 2005). Cabe señalar que al aplicar la transformación RTP a los datos magnéticos, se

modifica este campo, por lo tanto, es sólo una aproximación para interpretar, y no es una representación real del campo. Además, porque el magnetismo remanente de las rocas no ha sido corregido.

La presencia de magnetización remanente se estimó utilizando el coeficiente de correlación de Pearson entre la amplitud de la señal analítica (“ASA”, Nabighian 1972, 1974) de las anomalías magnéticas, y la derivada horizontal total (“THD”, Roest *et al.*, 1992) de la reducción al Polo (Dannemiller y Li, 2006). Este procedimiento fue realizado mediante un análisis estadístico multivariado, utilizando la herramienta de Estadísticas de Conjunto de Bandas del software ArcMap-Esri®.

De acuerdo a Dannemiller y Li (2006), y Noutchogwe *et al.*, (2010), una buena correlación entre los mapas de THD y ASA sugieren que las fuentes magnéticas presentan principalmente una magnetización inducida. Además, en los casos en que exista magnetización remanente, la susceptibilidad magnética suele ser demasiado débil, o la dirección de magnetización está alineada con el campo geomagnético. En cualquier caso, la correlación entre THD y ASA, permite validar la reducción al Polo realizada sobre el mapa de anomalías magnéticas del sector norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Fig. 2).

5.2.2.3 Derivada horizontal total (DHT) y Amplitud de la señal analítica (ASA)

El método de la **Derivada Horizontal Total** (DHT) permite delimitar los bordes de cuerpos o fuentes con contrastes de susceptibilidad magnética (Blakely, 1996). Este método, analiza el hecho de que la derivada total horizontal de la anomalía magnética reducida al polo generada por cuerpos o fuentes tabulares son propensos a tener sus máximos valores sobre los bordes de los cuerpos anómalos, en el caso que los bordes sean verticales y bien delimitados unos con otros (Cordell y Grauch, 1985). La derivada horizontal total está definida por la ecuación (5.9):

$$DHT = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (5.9)$$

Donde DHT es la amplitud de la derivada horizontal total en el punto (x, y), además $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$, son las derivadas sobre los ejes x e y respectivamente.

La amplitud de la señal analítica (ASA), permite resaltar las anomalías magnéticas producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Roest *et*

al., 1992). De acuerdo a la ecuación 5.10, la ASA corresponde a la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas del campo magnético o gradiente total magnético en las direcciones x, y, z.

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (5.10)$$

Donde ASA es la amplitud de la señal analítica en el punto (x, y), además $\partial T/\partial x$, $\partial T/\partial y$, y $\partial T/\partial z$ son las derivadas horizontales y verticales respectivamente.

Una ventaja del uso de la señal analítica es que su forma es independiente de la dirección (inclinación y declinación) de la magnetización del cuerpo fuente, como así también del buzamiento de la misma. La señal analítica (ASA) muestra sus máximos sobre los bordes de un cuerpo 2D incluso cuando la dirección de magnetización del cuerpo no es vertical. Por tal motivo, el ASA se aplica a la anomalía magnética, lo que permite compararla con la DHT la cual es aplicada a la reducción al polo. En este sentido, la presencia de una magnetización remanente afectaría la interpretación de la DHT conduciendo a resultados erróneos, y en los sectores donde los mapas de ASA y DHT no coinciden, podrían ser considerados como sectores probables con influencia de magnetización remanente (Noutchogwe *et al.*, 2010).

5.2.3 Modelado de las anomalías gravimétricas y magnéticas

Un problema importante en la interpretación de los campos potenciales es cuantificar los parámetros de la fuente (profundidad y forma de la fuente, inclinación del contacto, susceptibilidad magnética o densidad) que describen a la estructura geológica o una litología en particular desde la anomalía (Blakely, 1996; Isles y Rankin; 2013; Long y Kaufmann, 2013; Hinze *et al.*, 2013; y referencias allí citadas). Para resolver este problema, u obtener soluciones parciales que complementen los modelos geológicos-estructurales, se realizaron dos tipos de modelados semiautomáticos; (1) El método de deconvolución estándar de Euler en 3d (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990), y (2) el método "SPI" (*Source Parameter Imaging*, por sus siglas en inglés), también conocido como número de onda local, desarrollado por Thurston y Smith (1997). Finalmente, se realizó un modelado e inversión gravimétrica 3D para estimar la profundidad y geometría del basamento mediante las técnicas de modelado directo en el dominio de la frecuencia publicadas por Granser (1987), y en el dominio espacial desarrollados por Cordell y Henderson (1968). Para ello se

utilizó los algoritmos desarrollados por Phan *et al.*, (2018), que combinan las técnicas antes mencionadas.

5.2.3.1 Modelado semiautomático: Deconvolución estándar de Euler en 3d

Este método elimina las ambigüedades de los datos de campos potenciales a través de la selección de una geometría impuesta por el analista, como lineamientos, contactos geológicos, fallas, diques, filones capa, domos, etc., (Thompson, 1982; Reid *et al.*, 1990, 2014).

En una situación hipotética, una fuente tridimensional está situada en una posición inicial (x_0, y_0, z_0) , y satisface la relación de Euler presentada en la ecuación 11:

$$(x - x_0) \partial/\partial x T + (y - y_0) \partial/\partial y T + (z - z_0) \partial/\partial z T = N (B - T) \quad (5.11)$$

Donde las incógnitas (x_0, y_0, z_0) , dan la posición de fuente magnética o gravimétrica que produce un campo magnético o gravimétrico total (T) en (x, y, z) , siendo (B) el campo magnético o gravimétrico regional. El grado de homogeneidad (N) puede interpretarse como un índice estructural (“*structural index, Sⁿ*”).

La ecuación de Euler es resuelta dentro de una ventana móvil del campo potencial total y sus derivadas ortogonales. Las soluciones obtenidas están basadas en el método de los mínimos cuadrados, otorgando coordenadas (x_0, y_0, z_0) y sus incertezas, para un determinado índice estructural (Reid *et al.*, 1990).

Para obtener resultados confiables, el índice estructural, el tamaño de la ventana y la tolerancia deben ser cuidadosamente seleccionadas (Reid *et al.*, 2014). La tolerancia de la profundidad controla las soluciones que se aceptan, es decir, las soluciones que se aceptan con estimación de un error menor que la tolerancia. Una tolerancia baja da como resultado menos soluciones, pero más confiables. El tamaño de la ventana determina el área en las celdas de la grilla que se usa para realizar la Deconvolución de Euler. Todos los puntos dentro de la ventana se utilizan para resolver la ecuación de Euler, que permite determinar la ubicación de la fuente. A su vez, la ventana debe ser lo suficientemente grande para incorporar toda la anomalía que se está interpretando, y lo suficientemente pequeña para evitar efectos significativos de fuentes adyacentes o múltiples.

El índice estructural permite discriminar entre las geometrías de fuentes generadoras de anomalías. De esta forma, muchos rasgos geológicos poseen distintos índices estructurales. Siguiendo los aspectos teóricos y prácticos propuestos por Reid *et al.*, (2014),

el SI para datos magnéticos puede variar entre 0 a 3, siendo el 0 (contacto con extensión en profundidad infinita), 1 (diques/filonos capa/fallas), 2 (cuerpos cilíndricos horizontales y verticales), y 3 (puntos dipolares y cuerpos esféricos). Para datos gravimétricos, el SI puede variar entre 0 a 2, siendo el 0 (diques/filonos capa/ fallas), 1 (cuerpos cilíndricos horizontales y verticales), y 2 (cuerpos esféricos).

La aplicación del método de deconvoluciones estándar de Euler en 3d se realizó con el módulo Euler 3D del *software* Oasis Montaj. La selección del índice estructural se hizo tomando como referencia comparativa la revisión de la estratigrafía (véase Capítulo 3), y la interpretación de los perfiles sísmicos 2d (véase Capítulo 4).

El método de Deconvolución estándar de Euler en 3d fue aplicado al mapa de anomalías de Bouguer (e.g., Lince Klinger *et al.*, 2008, Mescua *et al.*, 2014). Con respecto a los datos aeromagnéticos, el método fue aplicado al mapa del Campo Magnético Anómalo Total, debido a que una de las ventajas del método es que la aplicación del mismo, es independiente de la dirección del campo, el buzamiento y rumbo de las anomalías, por lo tanto, la reducción al Polo es innecesaria, y las posiciones de las fuentes pueden ser reproducidas con precisión (Reid *et al.*, 1990; Hinze *et al.*, 2013).

Se evaluaron los resultados para los índices estructurales: 0; 0,5; 0,75; 1; 1,5 y 2. Asimismo, se evaluó el comportamiento de las soluciones de Euler para ventanas de diferente tamaño (30 km, 20 km, 15 km; 10 km y 5 km). El porcentaje de incertidumbre asociado a la estimación de profundidad, establecido por el programa, se mantuvo constante a lo largo de la investigación, siendo este de 10%. Además, se acotó la incerteza en el plano xy en 15 %. Por lo tanto, la profundidad estimada tiene una incerteza menor al 10% y la ubicación horizontal es correcta dentro de un 15%.

5.2.3.2 Modelado semiautomático: Inversión desde el número de onda (SPI)

El método “SPI” (*Source Parameter Imaging*, por sus siglas en inglés), también conocido como número de onda local, fue desarrollado por Thurston y Smith (1997). Este método produce cálculos de las profundidades del tope de las fuentes magnéticas desde las anomalías magnéticas grilladas, utilizando el método de Blakely y Simpson (1986), y la teoría de la señal analítica compleja (Nabighian, 1972). Para el campo magnético T , el número de onda local “K” (inverso de la longitud de onda) está dado por la ecuación 12:

$$k(x, z) = \frac{\frac{\partial^2 T}{\partial x \partial z} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial^2 T \partial T}{\partial x^2 \partial z}}{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (5.12)$$

Donde x , y z son las coordenadas cartesianas para la dirección perpendicular al rumbo y a la dirección vertical del campo magnético.

Para un contacto buzante o modelo del tipo escalón, el máximo local del número de onda (k_{max}) se ubica directamente en el borde de la fuente ($x=0$), y es independiente de la inclinación y declinación magnética, buzamiento, rumbo y magnetización remanente. Por lo tanto, la profundidad de las fuentes puede ser determinada mediante la recíproca del número de onda (ecuación 5.13).

$$\text{Profundidad } (h)_{x=0} = 1/k_{max} \quad (5.13)$$

De acuerdo a Thurston y Smith (1997), el método “SPI” posee dos ventajas; una de ellas es que permite calcular los parámetros de la fuente para todos los puntos de la grilla del campo continuo, sin la dependencia de un tamaño de ventana, y la segunda ventaja es que elimina los errores causados durante la adquisición de los datos magnéticos.

La estimación de las profundidades de las fuentes magnéticas, fue realizada mediante el módulo “SPI” del *software* Oasis Montaj, utilizando la grilla de anomalías magnéticas residuales (e.g., Pesce *et al.*, 2019).

5.2.3.3 Modelado e inversión gravimétrica tridimensional

Para evaluar cuantitativamente la profundidad del basamento cristalino en la zona de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se realizó un modelo directo por inversión gravimétrica 3D utilizando los métodos de Cordell y Henderson (1968), y Granser (1987) combinados e implementadas por Phan *et al.*, (2018) en el *software* GCH_gravinu con interfaz gráfica en MATLAB®. La combinación de ambos métodos permite determinar la profundidad del basamento en una cuenca sedimentaria mediante la inversión de sus anomalías de gravedad. Esto es realizado mediante la resolución del problema inverso iterando hasta lograr un buen ajuste entre los datos de gravedad observados y la respuesta del modelo inicial dado por el contraste de densidad entre la cobertura sedimentaria y el basamento.

Los algoritmos de iteración rápida y avanzada desarrollados por Phan *et al.*, (2018), combinan los algoritmos basados en la Transformada Rápida de Fourier (FFT), propuestos por Granser (1987), y los algoritmos o técnicas en el dominio espacial desarrollados por Cordell y Henderson (1968). Aspectos técnicos-matemáticos de ambos métodos pueden encontrarse desarrollados con más detalle en Phan *et al.*, (2018).

Una de las ventajas que ofrece el *software* GCH_gravinv, es que permite realizar inversiones de manera rápida y con gran precisión. Además, no requiere establecer una operación de filtrado para determinar una profundidad media de inversión. Solamente se requiere determinar un contraste de densidad entre el basamento y la cobertura sedimentaria, el cual se asume que es uniforme lateralmente. La interfaz gráfica, a su vez, permite obtener una vista instantánea entre la convergencia de las anomalías observadas e invertidas de acuerdo a los criterios estadísticos preestablecidos.

La entrada al modelo de inversión fue la grilla de la Anomalía de Bouguer Completa. Las densidades consideradas para el modelado del basamento y del espesor sedimentario se detallan en la Tabla 5.1. Estas densidades se obtuvieron a partir del análisis de velocidades interválicas registradas en el perfil sísmico 7012-16 (Fig. 4.4C; Cap. 4). Las velocidades interválicas para cada unidad geológica fueron convertidas a densidad mediante las relaciones empíricas de Brocher (2005), de acuerdo a la ecuación 14, donde: ρ (densidad) y V_p (velocidad de la onda P).

$$\rho \text{ (g/cm}^3\text{)} = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (5.14)$$

En particular, la densidad del paquete sedimentario se obtuvo a partir de calcular el promedio ponderado de sus velocidades interválicas. La densidad del paquete sedimentario obtenida es de 2,39 gr/cm³, mientras que la densidad del basamento es de 2,68 gr/cm³, lo que permite establecer un contraste de densidad ($\Delta\rho$) de -0,28 gr/cm³.

Unidad	Velocidad intervalica (km/s)	densidad de acuerdo a Brocher (2005)
basamento	5,8	2,68
Paleozoico Sup. Triasico Inf	5,375	2,60
Gr. Agua de La Peña	4,683	2,49
Mioceno (Qda. de Médano/Mañero + Desencuentro)	3,5	2,32
Conglomerados Santa Florentina	2,7	2,15
densidad promedio rocas sedimentarias		2,39
Velocidad promedio rocas sedimentarias	4,0645	
Contraste densidad sedimentos-basamento de acuerdo a Brocher (2005)		0,28
Contraste densidad sedimentos-basamento según Ruiz e Introcaso (1999)		0,26

Tabla 5.1: Valores de densidades obtenidos a partir de las velocidades interválicas utilizando la ecuación de Brocher (2005).

La resolución del problema inverso fue realizada iterando hasta lograr un buen ajuste entre las anomalías observadas y calculadas, mediante un error RMS. Para ello se utilizó un umbral de convergencia de 0,01 mGal para un total de 100 iteraciones. Los resultados obtenidos fueron luego comparados y discutidos con respecto a los mapas de profundidad de basamento gravimétrico y magnético obtenidos por Giménez *et al.*, 2000, y Ruiz e Introcaso, 1999 a-b, como así también con los mapas obtenidos en este capítulo, y con el obtenido mediante el método sísmico de reflexión (Véase Cap. 4).

5.3 Resultados y Discusiones

5.3.1 Análisis del mapa de anomalías de Bouguer

El mapa de anomalía de Bouguer con un intervalo de isoanómalas cada 10 mGal (Fig. 5.1), representa las anomalías asociadas a efectos gravimétricos regionales y locales, indicando además los cambios laterales del campo gravitacional terrestre. En términos generales, los valores de la anomalía de Bouguer varían entre -300 a -20 mGal. Estos valores muestran un aumento gradual de gravedad desde el noroeste-norte hacia el sursudeste, y un abrupto aumento desde los -200 a -20 mGal en la dirección oeste-este a lo largo de la región austral de la cuenca de Ischigualasto Villa Unión.

En el mapa de anomalías de Bouguer se pueden reconocer diferentes tipos de anomalías. Los valores más bajos de la anomalía varían entre -300 a -230 mGal, y se encuentran representados en el mapa con colores magenta a morados en la región norte de la Precordillera (Fig. 5.1). Esta anomalía se correlaciona con el efecto gravimétrico negativo que provoca la raíz andina, ya que la corteza se engrosa hacia el oeste en la región cordillerana (Ramos *et al.*, 2004, y referencias allí citadas).

Valores intermedios de la anomalía de Bouguer entre -230 a -150 mGal se encuentran representados en el mapa por una gama de colores comprendidos entre el morado, azul cian, y verde claro (Fig. 5.1). Entre estas anomalías se encuentra la anomalía alargada en dirección noroeste - sudeste correspondiente a la cuenca del Bermejo, y la anomalía semicircular del centro-norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Ambas anomalías coinciden con importantes espesores sedimentarios que alcanzan aproximadamente los 10 km (Giménez *et al.*, 2000; Ruiz e Introcaso, 1999a; Weidmann *et al.*, 2016). En el caso de la anomalía semicircular del centro-norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, se observa hacia los límites norte y occidental de la cuenca, un suave gradiente gravimétrico con valores comprendidos entre los -190 mGal a -150 mGal.

Este gradiente es consistente con la disminución progresiva del espesor de la columna sedimentaria hacia los límites de la cuenca (Georgieff e Ibañez, 1994; Rosello *et al.*, 1997, 2005; véase también Cap. 4), como así también con la presencia de faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro (Fig.5.1).

Valores superiores a los -150 mGal están representadas en el mapa de anomalía de Bouguer con colores verde claro, amarillentos, anaranjados y rojizos (Fig.5.1). Estas anomalías están concentradas en el sector sudoriental del mapa, y aumentan gradualmente desde la anomalía semicircular del centro-norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, y las sierras de Sañogasta-Los Tarjados, hasta alcanzar valores máximos cercanos a los -20 mGal en la sierra de Valle Fértil (Fig. 5.1). Este valor máximo de anomalía se asocia además a un marcado gradiente ascendente entre la cuenca del Bermejo y la Sierra de Valle Fértil (Fig. 5.1), expresado por un salto de unos -120 mGal en unos 20 km. Este gradiente coincide con la falla de Valle Fértil (Fig. 5.1; Martínez, 1997; Giménez *et al.*, 2000; Ruiz e Introcaso, 1999a), o con la zona de sutura entre los terrenos de Cuyania y Pampia (Introcaso *et al.*, 2004 y referencias allí citadas). La falla de Valle Fértil está asociada al levantamiento y exhumación de más de 13 km de corteza ígnea y metamórfica (Tibaldi *et al.*, 2013), yuxtapuesta por encima de la espesa columna sedimentaria de la cuenca del Bermejo (Zapata y Allmendinger, 1996; Giménez *et al.*, 2000). Sin embargo, para justificar el gradiente antes mencionado mediante fallamiento y las elevadas anomalías de Bouguer en el bloque de techo, los modelos gravimétricos de densidad variable propuestos por Martínez (1997); Giménez *et al.*, (2000); Ruiz (1998) y Ruiz e Introcaso (1999a) requieren la incorporación de masas densas intracorticales. Las mismas tienen su justificación geológica por la abundante cantidad de intrusiones y coladas basálticas (Formación Baldecitos), en el extremo austral de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Heim, 1949; Page *et al.*, 1997; Alexandre *et al.*, 2009; Sommer *et al.*, 2018). Además, el origen de las anomalías máximas observadas en el bloque techo, estaría relacionado a un leve adelgazamiento cortical de la zona, reportado por Ruiz (1998). Apoyando este último planteo, Assumpção *et al.*, (2013) y van der Meijde *et al.*, (2013), reportan profundidades de Moho a partir de estudios sismológicos y gravimétricos regionales, en el que se logra visualizar un adelgazamiento cortical de la zona, es decir en dirección noroeste-sudeste a lo largo de la cuenca.

5.3.2 Espectro de potencia promediado radialmente de la Anomalía de Bouguer

La evaluación del espectro de potencia radial de la Anomalía de Bouguer (Fig. 5.3), permite establecer que el ancho de banda de la señal que corresponde con fuentes regionales tiene una longitud de onda mayor a 28,5 km (equivalente en número de onda desde $k = 0$ rad/km a $k = 0,035$ rad/km), cuya potencia infiere un gran dominio en el campo gravitatorio correspondiente a fuentes ubicadas en la corteza inferior y parte de la superior. El ancho de banda correspondiente con fuentes residuales se encuentra en un rango de longitud de onda entre 27 km y 9 km (equivalente en número de onda desde $k = 0,035$ rad/km a $k = 0,11$ rad/km), las cuales se ubican en profundidad a nivel del basamento cristalino y estratos sedimentarios. El resto de la señal (longitudes de onda menores a 9 km) fue identificada como ruido.

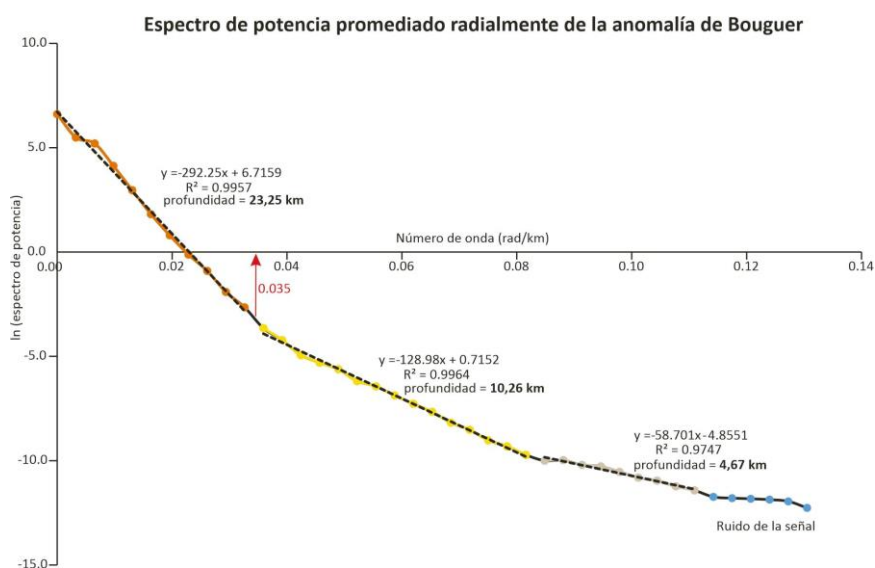


Fig. 5.3: Espectro de potencial promediado radialmente de la anomalía completa de Bouguer.

Aplicando el método de Spector y Grant (1970), la primera pendiente (“color naranja”; Fig. 5.3), se asocia a una profundidad promedio de 23,25 km, en la cual se ubicaría una discontinuidad intracortical en una corteza de entre 40 a 60 km de espesor (Giménez *et al.*, 2000; Ruiz e Introcaso, 1999a; Introcaso *et al.*, 2004; Tassara *et al.*, 2006; Tassara y Echaurren, 2012; Assumpção *et al.*, 2013; Weidmann *et al.*, 2016; Rodríguez Piceda *et al.*, 2020). Esta discontinuidad posiblemente corresponda a la transición frágil-dúctil de la corteza, vinculada además al nivel de despegue de las fallas regionales. En este sentido, en los perfiles sísmicos de la cuenca del Bermejo se ha determinado una superficie de despegue para la falla de Valle Fértil, ubicada aproximadamente a los 20 km de profundidad (Zapata y Allmendinger, 1996).

La segunda pendiente (“color amarillo”; Fig. 5.3), se asocia a una profundidad promedio de 10,26 km, la cual puede ser atribuida de acuerdo a investigaciones anteriores a la profundidad máxima del basamento cristalino de las cuencas de Bermejo y de Ischigualasto-Villa Unión (Zapata y Allmendinger, 1996; Giménez *et al.*, 2000; Ruiz e Introcaso, 1999a-b).

La tercera pendiente (“color gris”; Fig. 5.3), se asocia a una profundidad de 4.67 km, la cual puede ser atribuida a contrastes de densidad muy marcados en el subsuelo de las cuencas. Esta profundidad es consistente con el espesor promedio de las espesas secuencias sinorogénicas neógenas aflorantes en la región (*e.g.*, Malizzia *et al.*, 1995; Jordan *et al.*, 2001; Lemos-Santos *et al.*, 2019; Stevens Goddard *et al.*, 2020). Esta profundidad también puede ser atribuida a zonas donde los contrastes de densidad están asociados a fallas inversas y corrimientos que provocan que rocas de alta densidad se presenten por encima de rocas de baja densidad.

5.3.3 Anomalía regional y residual de Bouguer

5.3.3.1 Antecedentes e interrogante sobre el origen de la anomalía positiva del sur de la cuenca

Ruiz e Introcaso (1999 a) separaron las anomalías regionales y residuales de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión mediante los métodos de prolongación ascendente de campos potenciales a 30 km del geoide, y superficies de tendencia (filtrado polinómico en 3-D por mínimos cuadrados). De acuerdo a estos autores, ambos métodos muestran una notable consistencia en los residuos obtenidos, por lo que cualquiera de ellos representa la residual de la corteza. Los resultados obtenidos por Ruiz e Introcaso (1999a), mediante el filtrado por el método de prolongación ascendente, muestran que a los 30 km las longitudes de onda cortas son atenuadas, y que, en el sector central y norte de la cuenca, la residual responde principalmente al efecto de los sedimentos alojados en ella. Por lo contrario, en el sur de la cuenca, la residual muestra que prevalecen efectos positivos en la corteza. Con respecto al efecto residual resultante del filtrado por superficies de tendencia propuesto Ruiz e Introcaso (1999 a), muestra que la anomalía positiva en el sur de la cuenca es más notable, a tal punto que enmascara parcialmente la respuesta sedimentaria observada en el centro de la cuenca.

Más recientemente, Weidman *et al.*, (2016), analizaron la respuesta gravimétrica de las estructuras geológicas ubicadas en la corteza intermedia-superior. Para ello, separaron

las anomalías regionales y residuales de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas mediante el método de prolongación ascendente de campos potenciales a 40 km del geoide, para obtener así el efecto gravimétrico regional. Este efecto fue luego removido del mapa de anomalías de Bouguer (Fig. 5.4A), obteniendo así el mapa de anomalías residuales de Bouguer (Fig. 5.4B). En consonancia al trabajo de Ruiz e Introcaso (1999 a), el mapa de las anomalías residuales obtenido por Weidman *et al.*, (2016), también muestra una importante anomalía positiva en el sur de la cuenca que alcanza los 145 mGal (Fig. 5.4B), atribuyendo su origen a rocas más densas a la considerada en la corrección de Bouguer (2.67 g/cm^3).

Un interrogante surge cuando se compara el mapa isopáquico-estructural de la profundidad del basamento o del espesor sedimentario total en el subsuelo del sur de la cuenca (Fig. 4.5; Véase Capítulo 4), con el mapa de anomalías residuales de Bouguer (Fig. 5.4B). Esta región es denominada en esta tesis como el Campo de Talampaya “CDT” (Fig. 5.4B), presenta espesores sedimentarios que varían entre 3500 y ~8000 metros en la dirección oeste-este, es decir desde la Sierra Morada hasta la Sierra de Los Tarjados (Fig. 5.1). De acuerdo al análisis de velocidades interválicas para cada una de las tectonosecuencias (apartado 4.3.1, Capítulo 4; tabla 5.1), este gran espesor sedimentario presenta una velocidad promedio de ondas P de 4,06 km/s. Esta velocidad corresponde a una densidad de $2,4 \text{ gr/cm}^3$, según la ecuación de Brocher (2005).

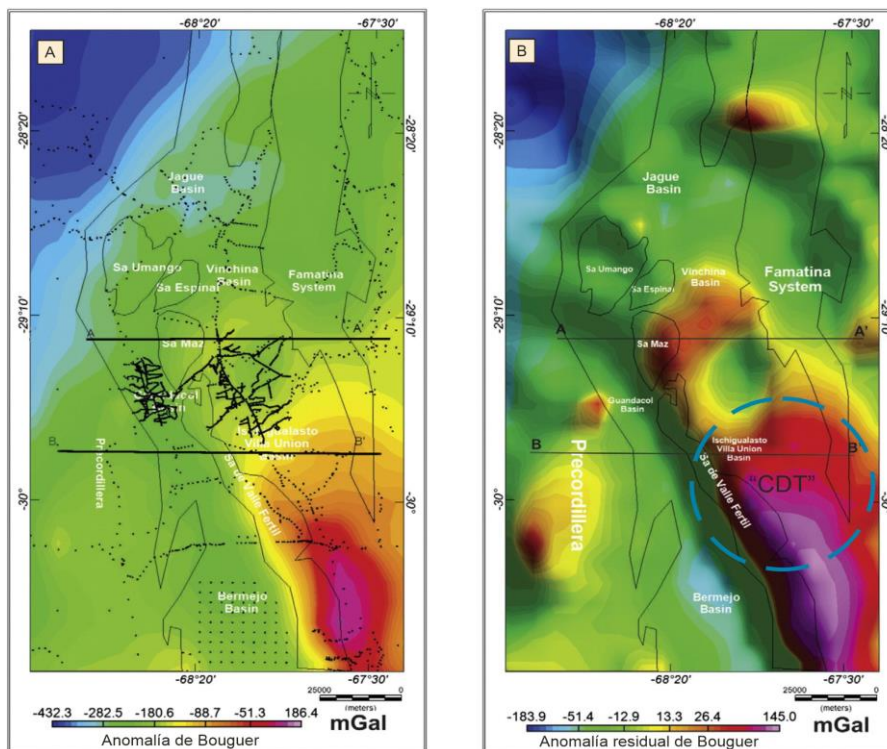


Fig. 5.4: A) Mapa de la anomalía de Bouguer completa con estaciones gravimétricas. B) Mapa de anomalías residuales de Bouguer. Extraído y modificado de Weidman *et al.*, (2016). El círculo en trazo discontinuo de color cian delimita el área de la anomalía residual positiva del Campo de Talampaya “CDT”.

Esta densidad inferior a la de la corteza promedio de 2.67 gr/cm^3 empleada en la corrección de Bouguer, debería reflejarse en el mapa las anomalías residuales de Bouguer (Fig. 5.4B), como una anomalía negativa. Por el contrario, y tal como se mencionó anteriormente se observa una anomalía residual positiva de longitudes de ondas cortas e intermedias (Fig. 5.4B), que involucra la región centro-sur de la cuenca. Es evidente, entonces, que esta anomalía está ocultando el efecto negativo que originan las tectonosecuencias de la cuenca, debido a que, en contraposición a la región norte de la Sierra de Valle Fértil, en el Campo de Talampaya no se observan en el subsuelo y en superficie la presencia de rocas máficas ígneas (basaltos) y rocas metamórficas de alto grado con densidades mayores a $2,67 \text{ gr/cm}^3$. Una explicación sobre el origen de esta anomalía positiva puede deberse al método de continuación ascendente empleado por Ruiz e Introcaso (1999 a), y Weidman *et al.*, (2016), donde una longitud de onda larga a intermedia puede quedar inmersa dentro de las anomalías residuales (*e.g.*, Guo *et al.*, 2013).

Por lo tanto, para analizar la respuesta gravimétrica de las rocas y estructuras geológicas ubicadas en la corteza intermedia-superior, y discriminar así una anomalía negativa en el sur de la cuenca, es necesario emplear otros métodos de separación regional-residual, como el filtro pasa banda Butterworth (Butterworth, 1930; en Blakely 1995). Este proceso de filtrado, permitió separar e identificar anomalías residuales, que son más congruentes con la realidad geológica de acuerdo a los controles geológicos de superficie y los perfiles sísmicos analizados en los capítulos anteriores. De esta manera, los resultados obtenidos, analizados y discutidos a continuación, contrastan marcadamente a los resultados obtenidos por Ruiz e Introcaso (1999 a) y Weidman *et al.*, (2016).

5.3.3.2 Anomalía regional y residual de Bouguer obtenida mediante el filtro Pasabanda Butterworth

En la sección 5.3.2, se limitó la profundidad de las fuentes generadoras de anomalías mediante la evaluación del espectro de potencia radial (Fig. 5.3). Este procedimiento permitió diseñar un filtro interactivo pasabanda Butterworth de orden 8 para separar anomalías regionales y residuales.

El número de onda de $0,035 \text{ rad/km}$ (longitud de onda de $28,5 \text{ km}$) relacionado con la primera inflexión del espectro de potencia (Fig. 5.3), se utilizó como parámetro de entrada en el filtro. Las señales de alta frecuencia fueron filtradas quedando sólo las de baja frecuencia o de longitud de onda larga relacionadas con las fuentes regionales profundas.

En la figura 5.5, se muestra el mapa de **anomalías regional de Bouguer**, el cual presenta amplitudes comprendidas entre -300 y -20 mGal. Este mapa muestra que el patrón general de las anomalías regionales es el mismo que el de la anomalía de Bouguer completa (Fig. 5.1), cuya tendencia es NO-SE. Esta similitud indica que la componente regional de la anomalía de Bouguer, en la región de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, es causada por fuentes profundas localizadas a más de 23 km de profundidad en la corteza intermedia-inferior.

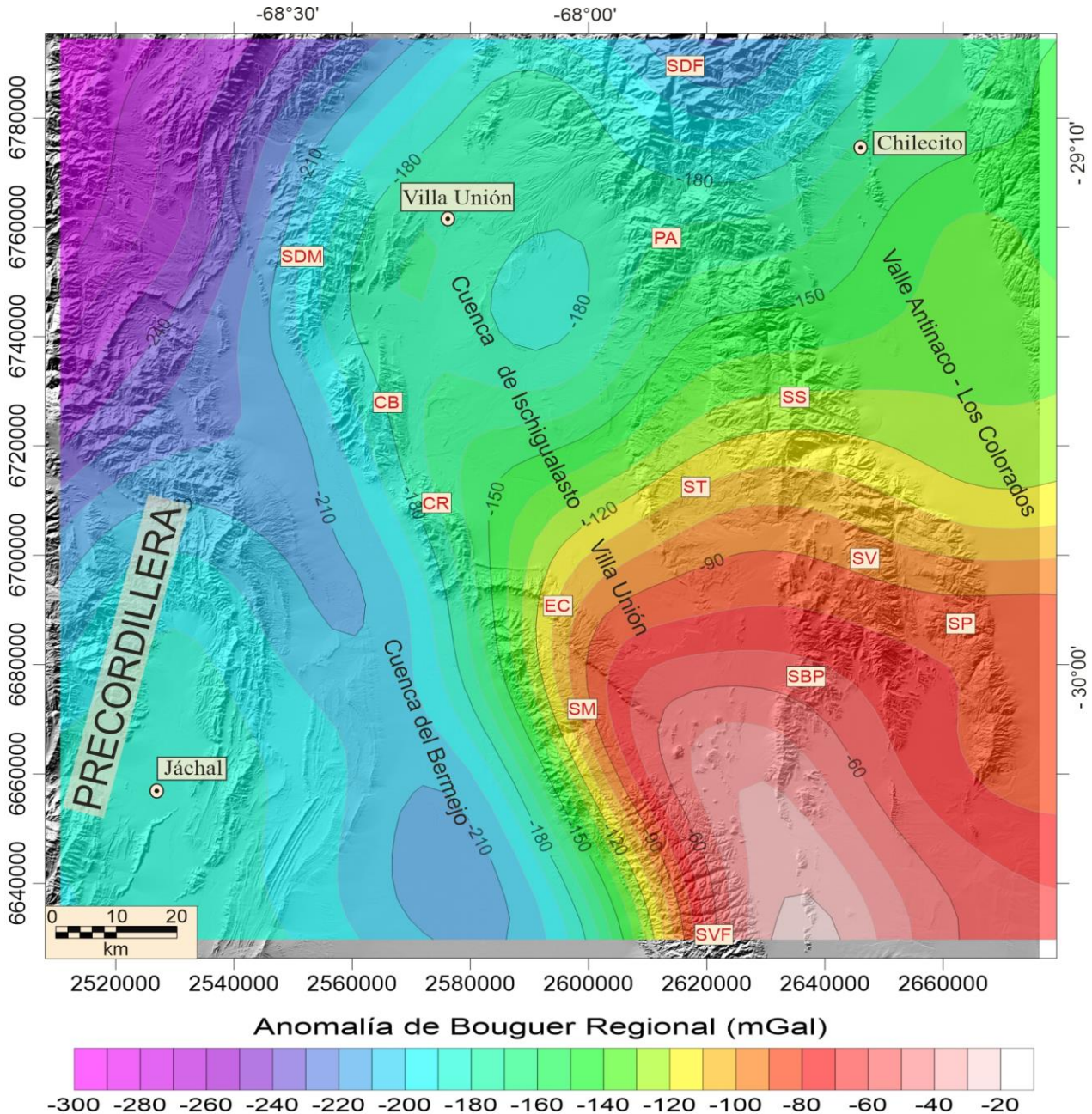


Fig. 5.5: Mapa de anomalía Regional de Bouguer para la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas. Principales serranías y cerros: SVF (Sierra de Valle Fértil), SM (Sierra Morada), EC (Esquina Colorada), CR (Cerro Rajado), CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDF (Sierra de Famatina), PA (Potrero Alto), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), SV (Sierra de Vilgo), SP (Sierra de Paganzo), SBP (Sierra Baja de Los Portezuelos).

Estas fuentes estarían relacionadas a contrastes de densidad producidos por la estructuración interna del basamento, tanto “Grenvilliano” (Proterozoico), como “Famatiniano” (Ordovícico). Particularmente, en el sector norte de la Sierra de Valle Fértil, la falla homónima presenta un nivel de despegue a profundidades entre 27-30 km (Ortiz, 2018). Sin embargo, dicha falla podría también prolongarse hasta la discontinuidad de Mohorovičić, generando un salto en la misma que separa una corteza inferior parcialmente eclogitizada de mayor espesor al oeste y de menor espesor al este de la falla Valle Fértil (Ammirati *et al.*, 2018).

El mapa de **anomalías residuales de Bouguer** (Fig. 5.6), muestra varias anomalías positivas y negativas que varían en amplitud entre los -4 y 5 mGal, y se encuentran orientadas en las direcciones NO-SE, NE-SO y N-S, coincidiendo en gran medida con los límites de las cuencas y las estructuras regionales (Fig. 5.6). Así, la morfología del basamento de las cuencas puede deducirse a partir de las variaciones de las anomalías residuales. Estas anomalías se manifiestan como máximos gravimétricos cuando están vinculadas a rocas densas y/o bloques o altos de basamento limitados por corrimientos y fallas inversas no emergentes, expresados en superficies como anticlinales. Por lo contrario, los mínimos gravimétricos están relacionados a los máximos espesores sedimentarios en los diferentes depocentros, de acuerdo al mapa estructural y de profundidad del basamento (Fig. 4.5, Capítulo 4).

En el borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión puede observarse la presencia de anomalías positivas orientadas en las direcciones NO-SE, y con amplitudes que varían entre 1 a 5 mGal, las cuales son coincidentes con los anticlinales de la Sierra Morada, Cerro Rajado y Cerro Bola (Fig. 5.6). A su vez estos anticlinales, están flanqueados al oeste por un marcado gradiente gravimétrico horizontal ascendente hacia el este, el cual fue realzado por el filtrado Butterworth, coincidiendo así con la falla de Valle Fértil (Fig. 5.6).

Hacia el sur de la cuenca, sobre el anticlinal Sierra Morada y el extremo norte de la Sierra de Valle Fértil (Fig. 5.6), se observan las anomalías positivas más elevadas, con amplitudes entre 3 a 5 mGal. Estas anomalías coinciden con la presencia en superficie de complejos ígneos-metamórficos compuestos por gabros, tonalitas, tonalitas, granodioritas y migmatitas (Tibaldi *et al.*, 2012), y con numerosas coladas y diques de basaltos alcalinos Permo-Triásicos (Heim, 1949; Monetta *et al.*, 1993; Page *et al.*, 1997; Alexandre *et al.*, 2009; Sommer *et al.*, 2018). Estas litologías estarían a escasa profundidad a lo largo del anticlinal Sierra Morada, conformando el núcleo del mismo.

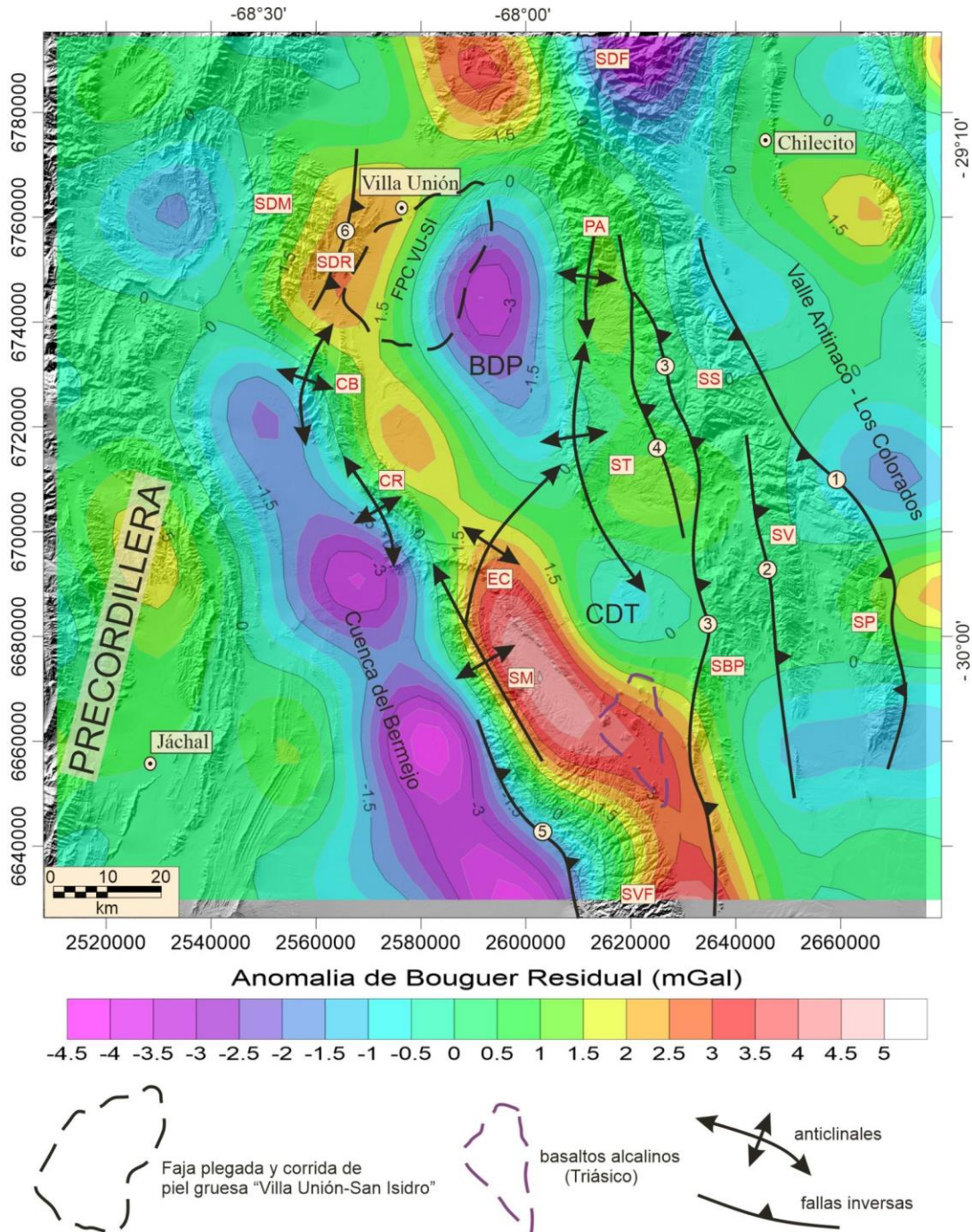


Fig. 5.6: Mapa de anomalía residual de Bouguer completa para la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas. Este mapa fue obtenido mediante la aplicación de un filtro Butterworth de orden 8 y longitud de onda de 28,5 km. Principales serranías y cerros: SVF (Sierra de Valle Fértil), SM (Sierra Morada), EC (Esquina Colorada), CR (Cerro Rajado), CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDF (Sierra de Famatina), PA (Potrero Alto), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), SV (Sierra de Vilgo), SP (Sierra de Paganzo), SBP (Sierra Baja de Los Portezuelos), FPC VU-SI (Faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro), BDP (Bolsón de Pagancillo), CDT (Campo de Talampaya).

En el ámbito de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión se observan dos anomalías negativas. Entre ellas, la anomalía más septentrional fue detectada y estudiada por Ruiz e Introcaso (1999 a), y Weidman *et al.*, (2016), y su ubicación es consistente con el depocentro del Bolsón de Pagancillo "BDP" (Fig. 5.6). Respondiendo el interrogante

planteado en la sección anterior y como resultado del filtro Butterworth, una segunda anomalía negativa es detectada en el sur de la cuenca, la cual es consistente con la ubicación del depocentro del Campo de Talampaya “CDT” (Fig. 5.6). Ambas anomalías se encuentran separadas entre sí por una anomalía positiva de baja amplitud (0,5 a 1,5 mGal) orientada en dirección NE, en marcada coincidencia con el anticlinal “Esquina Colorada” (Fig. 5.6), y la subyacente falla inversa “Aguada de Los Caballos” (Perfil sísmico 10162, Fig. 4.14; Capítulo 4).

La anomalía negativa del Bolsón de Pagancillo “BDP” (Fig. 5.6), alcanza una amplitud mínima de -4 mGal, y presenta una forma arriñonada con una extensión máxima en la dirección N-S y O-E, de ~60 km y ~30 km, respectivamente. El límite noroccidental de la anomalía es coincidente con la faja plegada y corrida de piel gruesa de Villa Unión-San Isidro (Fig. 5.6). Este límite se vincula a un marcado gradiente gravimétrico horizontal ascendente hacia el NO, el cual alcanza valores máximos de 3 mGal en la anomalía positiva elongada en dirección SO-NE sobre la Sierra de Las Ramaditas (Fig. 5.6). Ruiz e Introcaso (1999 a - b) propusieron que esta anomalía positiva está asociada a masas densas en el basamento de la cuenca, las cuales, de acuerdo al análisis estratigráfico regional (véase Capítulo 3), la misma se vincula en gran medida a las rocas metamórficas de medio a alto grado expuestas en el este de la Sierra de Maz y la Sierra de Las Ramaditas (Fig. 5.6). Sin embargo, dicha anomalía también está relacionada a la presencia de bloques de basamento en el subsuelo, los cuales están afectados por corrimientos y fallas inversas ciegas (perfiles sísmicos SM94-5, y 10157; Figs. 4.7, 4.13, respectivamente; Capítulo 4). Esto último, se ve reflejado en la deflexión hacia el noreste de las isoanómalas comprendidas entre los 0 a -2 mGal que se extienden con dirección SE-NO desde el sur del Bolsón de Pagancillo (Fig. 5.6).

Con respecto al límite oriental de la anomalía negativa del Bolsón de Pagancillo, el mismo se manifiesta como un marcado gradiente gravimétrico horizontal ascendente hacia el este, donde las isoanómalas comprendidas entre los 0 a -1,5 mGal se acumulan contra los anticlinales de la Sierra de Los Tarjados, y del Potrero Alto (Fig. 5.6). Por lo contrario, hacia el borde occidental del bolsón, las isoanómalas aumentan de manera leve y gradual hacia los anticlinales del Cerro Bola y el Cerro Rajado (Fig. 5.6), debido a la disminución progresiva del espesor de las secuencias sedimentarias.

La anomalía negativa del depocentro del Campo de Talampaya “CDT” (Fig. 5.6), alcanza una amplitud mínima de -1.5 mGal, y presenta una geometría semicircular con una extensión máxima en la dirección NO-SE y SO-NE, de ~15 km y ~10 km, respectivamente.

Esta anomalía se extiende desde la vertiente oriental de la Sierra Morada, atravesando el extremo sur de la Sierra de Los Tarjados hasta la vertiente occidental abrupta de la Sierra Baja de Los Portezuelos (Fig. 5.6). Si bien la extensión espacial de la anomalía sugiere un importante depocentro por debajo del piedemonte occidental de la Sierra Baja de Los Portezuelos, es importante tener en cuenta que la cobertura espacial de los relevamientos terrestres de gravimetría (densidad de datos), en esta región es muy heterogénea, por lo que esta anomalía podría estar sobredimensionada.

5.3.4 Análisis del mapa del Campo Magnético Anómalo Total

El mapa del Campo Magnético Anómalo Total (Fig. 5.2) se caracteriza por la presencia de anomalías dipolares de apreciable intensidad. En términos generales, los valores de la intensidad de las anomalías magnéticas varían entre -323 a 170 nT, mostrando una tendencia de aumento gradual en dirección oeste-este, es decir desde la Sierra de Maz y el Cerro Bola, atravesando la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro, hasta las sierras de Famatina, Sañogasta, y Los Tarjados (Fig. 5.2).

Las anomalías definen zonas o sectores con una configuración magnética distintiva en cuanto a longitudes de onda y amplitudes, es decir, que se vinculan a fuentes generadoras que se caracterizan por tener susceptibilidades magnéticas similares. En este sentido, el análisis del mapa del Campo Magnético Anómalo Total (Fig. 5.2) muestra una buena correlación con las unidades litológicas mapeadas por diferentes autores (e.g., de Alba, 1954; Gentili, 1972; Candiani *et al.*, 2011;2022 Fauqué *et al.*, 2020; véase también Capítulo 3). Así, la región de las sierras de Famatina y Sañogasta, constituidas principalmente por monzogranitos, granodioritas y tonalitas con susceptibilidades magnéticas de entre 300 y 1000 $\times 10^{-5}$ SI (Candiani *et al.*, 2011, 2021), se vinculan a las anomalías positivas más elevadas de entre 20 y 180 nT. Intensidades similares del campo magnético anómalo Total, también son observadas localmente sobre la Sierra de Las Ramaditas y sobre toda la región norte de la cuenca, a lo largo de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro (Fig. 5.2). Estos valores muestran buena correlación con el basamento Mesoproterozoico de la Sierra de Maz-Las Ramaditas, compuesto principalmente por gneises anfibolíticos y esquistos de micáceos con susceptibilidades magnéticas de entre 300 y 1200 $\times 10^{-5}$ SI (Nash ,1997).

Los valores de la intensidad del Campo Magnético Anómalo Total que se encuentran entre los 0 a 20 nT se observan a lo largo de las áreas pedemontanas más proximales a los frentes serranos de las sierras de Famatina-Sañogasta, Los Tarjados, y a lo largo de la

faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro (Fig. 5.2). Estas áreas se encuentran cubiertas principalmente por depósitos fluviales-aluviales compuestos por bloques, gravas y arenas gruesas de composición granítica-granodiorítica, asociados a niveles de agradación pedemontanos aterrazados del Pleistoceno - Holoceno. De acuerdo a estas características litológicas, las intensidades de las anomalías estarían relacionadas a susceptibilidades magnéticas del orden de 1×10^{-5} a los 1×10^{-3} SI, típicas de sedimentos pocos consolidados y con variable contenido de magnetita (Clark, 1997). Dentro del rango de los 0 a 20 nT, también se encuentran asociados los depósitos mio-pliocenos de la Formación Desencuentro, y los conglomerados Plio-Pleistocenos de la Formación Santa Florentina. Estas unidades superan los 2000 m de espesor y se componen principalmente de areniscas de grano fino, limolitas y conglomerados expuestas a lo largo de lomadas o cerrilladas pedemontanas (Malizzia *et al.*, 1995; Lemos-Santos *et al.*, 2019; véase también Capítulo 4). Los estudios paleomagnéticos sobre la Formación Desencuentro en el sur de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, indican que el principal mineral portador de la magnetización es la magnetita, mientras que la hematita es solo un componente menor (Nickelsen, 1986; en Malizzia *et al.*, 1995). Los datos sobre las propiedades magnéticas de la Formación Desencuentro son escasos, reportándose valores de intensidades de magnetización remanente natural entre los 1 a $5,3 \times 10^{-4}$ A/m (Reynolds, 1987; en Malizzia *et al.*, 1995), y promedios de la susceptibilidad magnética entre los 200 y 290×10^{-5} SI (Candiani *et al.*, 2022).

Los valores de la intensidad del Campo Magnético Anómalo Total en el rango de 0 a -40 nT (Fig. 5.2), muestran buena correlación con las sedimentitas rojizas permo-triásicas de las formaciones Patquia-Talampaya. Estas unidades presentan una gran extensión regional a lo largo de la región occidental de la Sierra de Sañogasta, la sierra de Los Tarjados, y la Sierra de Maz-Las Ramaditas (Fig. 5.2; Caselli, 1998), y presentan susceptibilidades magnéticas promedios de entre $2-30 \times 10^{-5}$ SI, e intensidades de magnetización remanente natural en valores promedios de entre 2 y 38 mA/m (Geuna *et al.*, 2010; y referencias allí citadas).

Los valores de la intensidad del Campo Magnético Anómalo Total que se encuentran comprendidos entre los -40 a -160 nT, se observan a lo largo de las áreas pedemontanas más distales a los frentes serranos de sierras de Famatina y Los Tarjados, y a lo largo de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro (Fig. 5.2). También, esos valores son observados a lo largo de la faja fluvial del río Bermejo (Fig. 5.2). Estas anomalías magnéticas se asocian a depósitos de abanicos aluviales que constituyen un

típico relieve de bajada. Estos depósitos están asociados a numerosos cauces de distinta jerarquía que provienen de las áreas montañosas y desembocan en las regiones más deprimidas de barreales fangosos-salinos. De acuerdo a sus características litológicas, la intensidad de las anomalías magnéticas negativas sugiere valores de susceptibilidad magnéticas inferiores 1×10^{-5} SI típicas de sedimentos poco consolidados y con muy bajo contenido de magnetita (Clark, 1997).

Los valores comprendidos entre los -160 a -340 nT, corresponden a las anomalías magnéticas negativas más débiles observadas en el mapa del Campo Magnético Anómalo Total (Fig. 5.2). Estas anomalías se observan hacia el este de la Sierra de Maz y hacia el norte del Cerro Bola (Fig. 5.2), coincidiendo parcialmente con los afloramientos de areniscas y pelitas rojizas de la Formación Los Colorados (Triásico Superior), y con las areniscas pardas-rojizas de la Formación Quebrada de Médano del Mioceno Medio-Superior (Malizzia *et al.*, 1995; Caselli *et al.*, 2001; Lemos-Santos *et al.*, 2019; véase también Capítulo. 4). Se desconocen las propiedades magnéticas de estas unidades, sin embargo, los estudios paleomagnéticos sobre la Formación Los Colorados (Santi Malnis *et al.*, 2011; Kent *et al.*, 2014) establecen que el principal mineral portador de la magnetización es la hematita. Teniendo en cuenta que la hematita es antiferromagnética, la presencia de este mineral en la Formación Los Colorados podría explicar los bajos valores de la intensidad del Campo Magnético Anómalo Total.

En la región de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro (Fig. 5.2), sobresalen anomalías circulares a elípticas con un rango de amplitudes comprendido entre -340 hasta 65 nT. Estas anomalías presentan lóbulos positivos y negativos ubicados al norte y sur, respectivamente, en la dirección esperada para anomalías dipolares en el hemisferio sur. Esto significa que la mayor parte de los cuerpos fuente se magnetizaron en un cron normal y que la inducción es la contribución magnética dominante en las rocas. La geometría de estas anomalías sugiere la presencia de cuerpos intrusivos cilíndricos a cónicos intruyendo el basamento y la cobertura sedimentaria. Sin embargo, al menos en la región centro-sur de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro no se observan cuerpos intrusivos aflorando en superficie. Tampoco, en los perfiles sísmicos de reflexión (véase Capítulo 4), no se observan facies sísmicas consistentes con intrusivos. No obstante, para comprender y correlacionar estas anomalías con las litologías y las estructuras geológicas, es necesario emplear técnicas de filtrado para estimar sus profundidades (véase apartados 5.3.5 y 5.3.6), para luego transformar el carácter dipolar de las mismas mediante el método de reducción al polo "RTP" (véase apartado 5.3.7),

debido a que las anomalías podrían estar desplazadas respecto a las posiciones de las fuentes.

Por último, el mapa del Campo Magnético Anómalo Total (Fig. 5.2) no muestra claramente la correlación entre anomalías y las fallas regionales mapeadas, tanto en superficie como en el subsuelo (véase Capítulos 3 y 4). Sin embargo, las isoanómalas comprendidas entre los -40 a -100 nT que se extienden con dirección sur-norte desde Pagancillo (Fig. 5.2), son deflectadas hacia el este-noreste en coincidencia con la presencia de la falla inversa Ormeños (véase Capítulo 4). Esto sugiere un marcado contraste magnético donde la falla ha yuxtapuesto basamento por encima de la cobertura sedimentaria.

5.3.5 Espectro de potencia promediado radialmente del Campo Magnético Anómalo Total

La evaluación del espectro de potencia radial del Campo Magnético Anómalo Total (Fig. 5.7), permite establecer que el ancho de banda de la señal que corresponde con fuentes regionales tiene una longitud de onda mayor a 50 km (equivalente en número de onda desde $k = 0$ rad/km a $k = 0,02$ rad/km), cuya potencia infiere un gran dominio en el campo magnético correspondiente a fuentes ubicadas en la corteza intermedia y parte de la superior. El ancho de banda correspondiente con fuentes residuales se encuentra en un rango de longitud de onda entre 50 km y 6 km (equivalente en número de onda desde $k = 0,02$ rad/km a $k = 0,166$ rad/km), las cuales se ubican en profundidad a nivel del basamento cristalino y estratos sedimentarios. El resto de la señal (longitud de onda menor a 6 km) fue identificada como ruido.

Aplicando el método de Spector y Grant (1970), la primera pendiente (“color naranja”; Fig. 5.7), se asocia a una profundidad promedio de 22,16 km, en la cual se ubicaría una discontinuidad intracortical en una corteza de entre 43 a 50 km de espesor (Giménez *et al.*, 2000; Ruiz e Introcaso, 1999a; Introcaso *et al.*, 2004; Tassara *et al.*, 2006; Tassara y Echaurren, 2012; Assumpção *et al.*, 2013; Weidmann *et al.*, 2016; Rodríguez Piceda *et al.*, 2020). Esta discontinuidad posiblemente corresponda a la transición frágil-dúctil de la corteza, vinculada además al nivel de despegue de las fallas regionales que afectan el basamento en la faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro, y en las sierras de Famatina-Sañogasta.

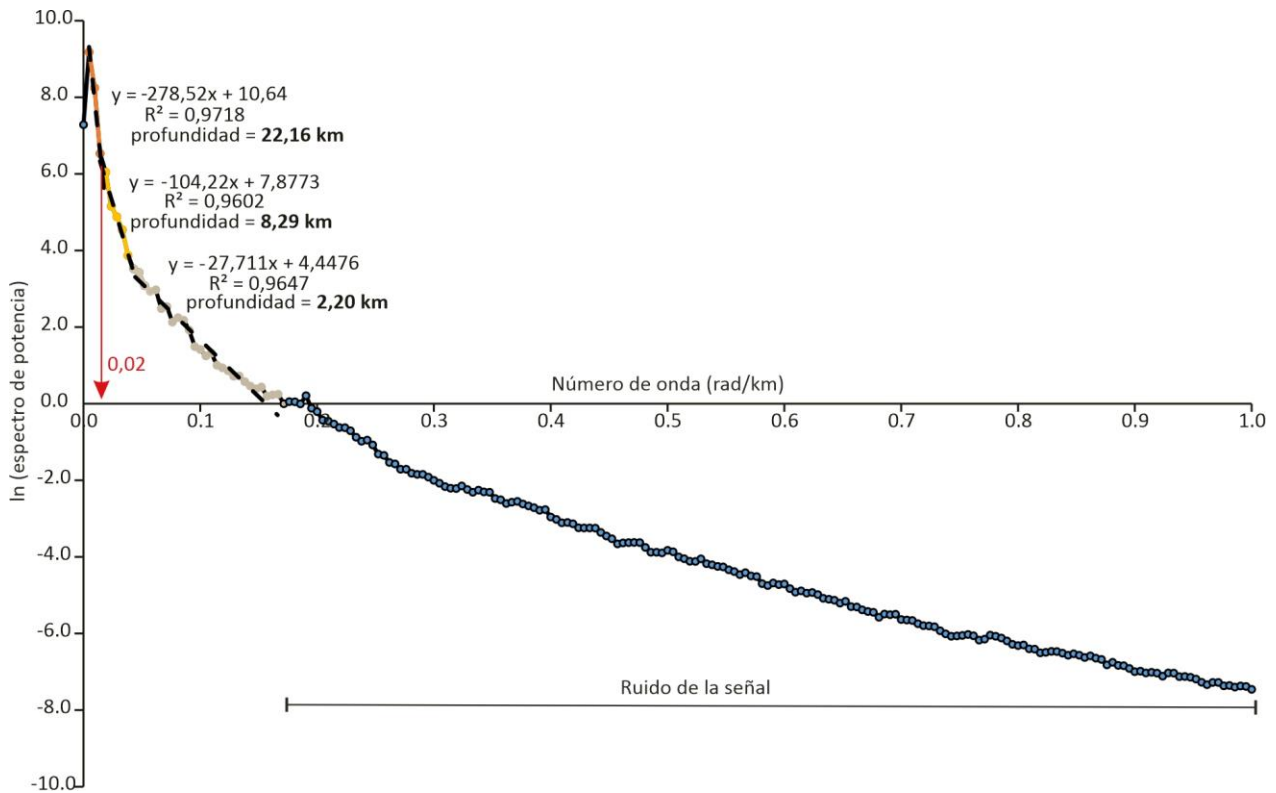


Fig. 5.7: Espectro de potencia promediado radialmente del Campo Magnético anómalo Total.

La segunda pendiente (“color amarillo”; Fig. 5.7), se asocia a una profundidad promedio de 8,29 km, la cual puede ser atribuida de acuerdo a investigaciones anteriores, a la profundidad máxima del basamento cristalino en el Bolsón de Pagancillo, cercana a los 9 Km (Ruiz e Introcaso, 1999 a-b).

La tercera pendiente (“color gris”; Fig. 5.3), se asocia a una profundidad promedio de 2,20 km, la cual puede ser atribuida a contrastes de susceptibilidad magnética muy marcados en el subsuelo de las cuencas. Esta profundidad es consistente con el espesor promedio de las espesas sucesiones neógenas en la faja plegada y corrida de Villa Unión - San Isidro (véase Capítulos 3 y 4), las cuales poseen susceptibilidades magnéticas más elevadas que las sucesiones sedimentarias infrayacentes (véase apartado 5.3.4). Esta profundidad promedio también puede ser atribuida a zonas donde los contrastes de susceptibilidad están asociados a fallas inversas y corrimientos de la faja plegada y corrida de Villa Unión - San Isidro, que provocan que rocas de elevada susceptibilidad magnética (basamento) se presenten por encima de rocas de baja susceptibilidad magnética.

5.3.6 Análisis del Campo Magnético Anómalo regional y residual

En la sección anterior, se limitó la profundidad de las fuentes generadoras de anomalías mediante la evaluación del espectro de potencia radial del Campo Magnético Anómalo Total (Fig. 5.7). Este procedimiento permitió diseñar un filtro interactivo pasabanda Butterworth de orden 8 para separar anomalías regionales y residuales.

El número de onda de 0,02 rad/km (longitud de onda de 50 km) relacionado con la primera inflexión del espectro de potencia (Fig. 5.7), se utilizó como parámetro de entrada en el filtro. Las señales de alta frecuencia fueron filtradas quedando sólo las de baja frecuencia o de longitud de onda larga relacionadas con las fuentes regionales profundas.

En la figura 5.8, se muestra el mapa del **Campo Magnético Anómalo regional**, el cual presenta amplitudes comprendidas entre -240 y 80 nT. Este mapa muestra una tendencia de aumento de la componente regional en la dirección O-E, la cual es similar a la observada en el mapa de Campo Magnético Anómalo (Fig. 5.2). Esta similitud indica que la componente regional Campo Magnético Anómalo en el norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y en la región de las sierras de Famatina-Sañogasta, es causada por fuentes profundas localizadas a más de 8,29 km de profundidad en la corteza intermedia-superior.

A su vez, la tendencia de aumento de la componente regional en la dirección O-E, estaría relacionada a respuestas magnéticas referidas a distintos basamentos o cortezas magnéticas. De esta manera se pueden diferenciar razonablemente que las anomalías positivas se correlacionan con el basamento “Famatiniano” del Ordovícico, expuesto en la región de las sierras de Famatina y Sañogasta (Fig. 5.8), y constituido principalmente por monzogranitos, granodioritas y tonalitas (Candiani *et al.*, 2011, 2022). Por lo contrario, las anomalías negativas con amplitudes inferiores a los -100 nT, se correlacionan con el basamento “Grenviliano” del Proterozoico, expuesto en las sierras de Las Ramaditas y Maz (Fig. 5.8), compuesto principalmente por gneises anfibolíticos y esquistos micáceos (Kilmurray y Dalla Salda, 1971; Vujovich *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2010).

vinculan con rocas sedimentarias de baja susceptibilidad magnética, y con plutones graníticos carboníferos, que se caracterizan por ser paramagnéticos (sin magnetita), con una remanencia estable portada por hematita (Candiani *et al.*, 2011, 2022).

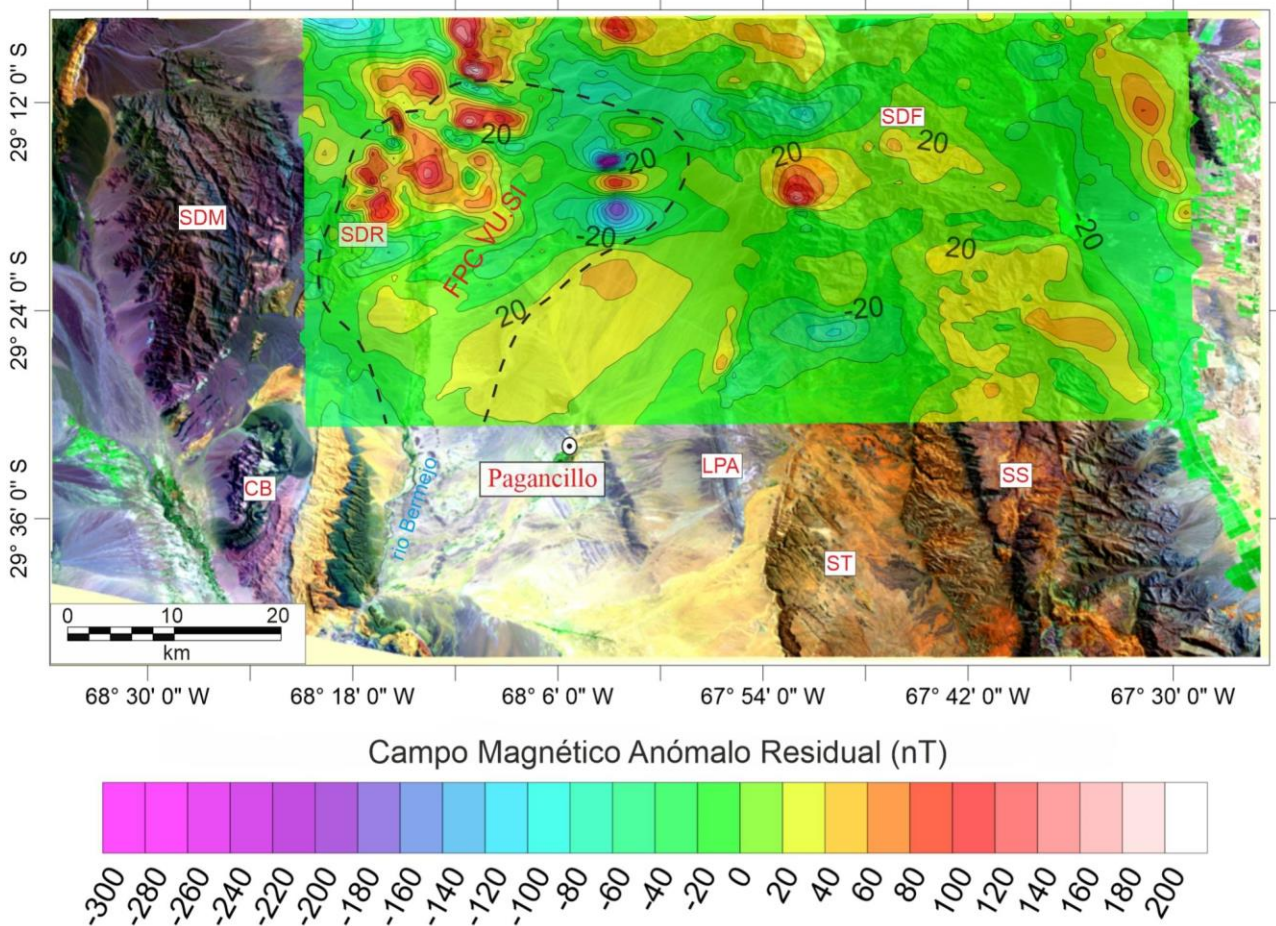


Fig. 5.9: Mapa del Campo Magnético Anómalo Residual para el norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas. Principales serranías y cerros: CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDR (Sierra de Las Ramaditas), SDF (Sierra de Famatina), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), LPA (Lomadas de Puerto Alegre). La línea negra discontinua marca el área correspondiente a la Faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro (FPC VU-SI).

Hacia el norte de Pagancillo (Fig. 5.9), sobresale una anomalía positiva elongada en sentido SO-NE y con unos 10 km de ancho, la cual presenta un rango de valores de 20 a 60 nT. El límite noroccidental de esta anomalía está dado por un marcado gradiente horizontal descendente hacia el noroeste, el cual coincide con el frente de deformación de la faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro, dado por la falla inversa Ormeños (véase Capítulo 4). Hacia el este y norte de esta última región, se aprecian con más claridad y detalle las anomalías positivas y negativas subcirculares y elípticas que se observan con menor claridad en el mapa del Campo Magnético Anómalo Total (Fig. 5.2), mostrando una intensidad de magnetización de -300 a 200 nT. Esta observación refuerza la propuesta sobre la presencia de cuerpos intrusivos cilíndricos a cónicos intruyendo el basamento y la cobertura sedimentaria a profundidades menores a los 8,29 km.

5.3.7 Análisis del Campo Magnético Anómalo residual Reducido al Polo

Como resultado de la reducción al polo “RTP” aplicada a los datos del Campo Magnético Anómalo residual (Fig. 5.10), los efectos asociados a la inclinación del campo terrestre con la latitud son en gran medida removidos, y cada anomalía dipolar se transforma en su contraparte negativa o positiva ubicada directamente por encima de la fuente.

Esto permite comparar el mapa de anomalías residuales de Bouguer (Fig. 5.6), con el mapa del Campo Magnético Anómalo residual reducido al Polo (Fig. 5.10), siempre y cuando el magnetismo remanente sea despreciable. La predominancia de magnetización remanente o de magnetización inducida es estimada mediante la correlación entre los mapas de la derivada horizontal total (DHT) de la reducción al polo y la amplitud de la señal analítica (ASA) del mapa de campo Magnético Anómalo total (Fig. 5.11 A-B, respectivamente). A grandes rasgos se observa una buena correlación positiva entre ambos mapas, dado por un coeficiente de correlación de 0,70 (Tabla 5.2), lo que hace suponer una escasa magnetización remanente de las unidades geológicas presentes en el área.

Vale la pena resaltar que aun cuando el mapa de anomalías residuales de Bouguer (Fig. 5.6) y el mapa del Campo Magnético Anómalo residual reducido al Polo (Fig. 5.10) son similares, no siempre coinciden, ya que, por ejemplo, un basamento cristalino puede tener una elevada densidad, pero no necesariamente tenga una elevada susceptibilidad magnética. Esto último, suele observarse en rocas ígneas-metamórficas afectadas por zonas de cizallas frágiles y dúctiles que han destruido los minerales magnéticos o en granitoides paramagnéticos. Sin embargo, ambos mapas proporcionan información complementaria que es necesario analizar.

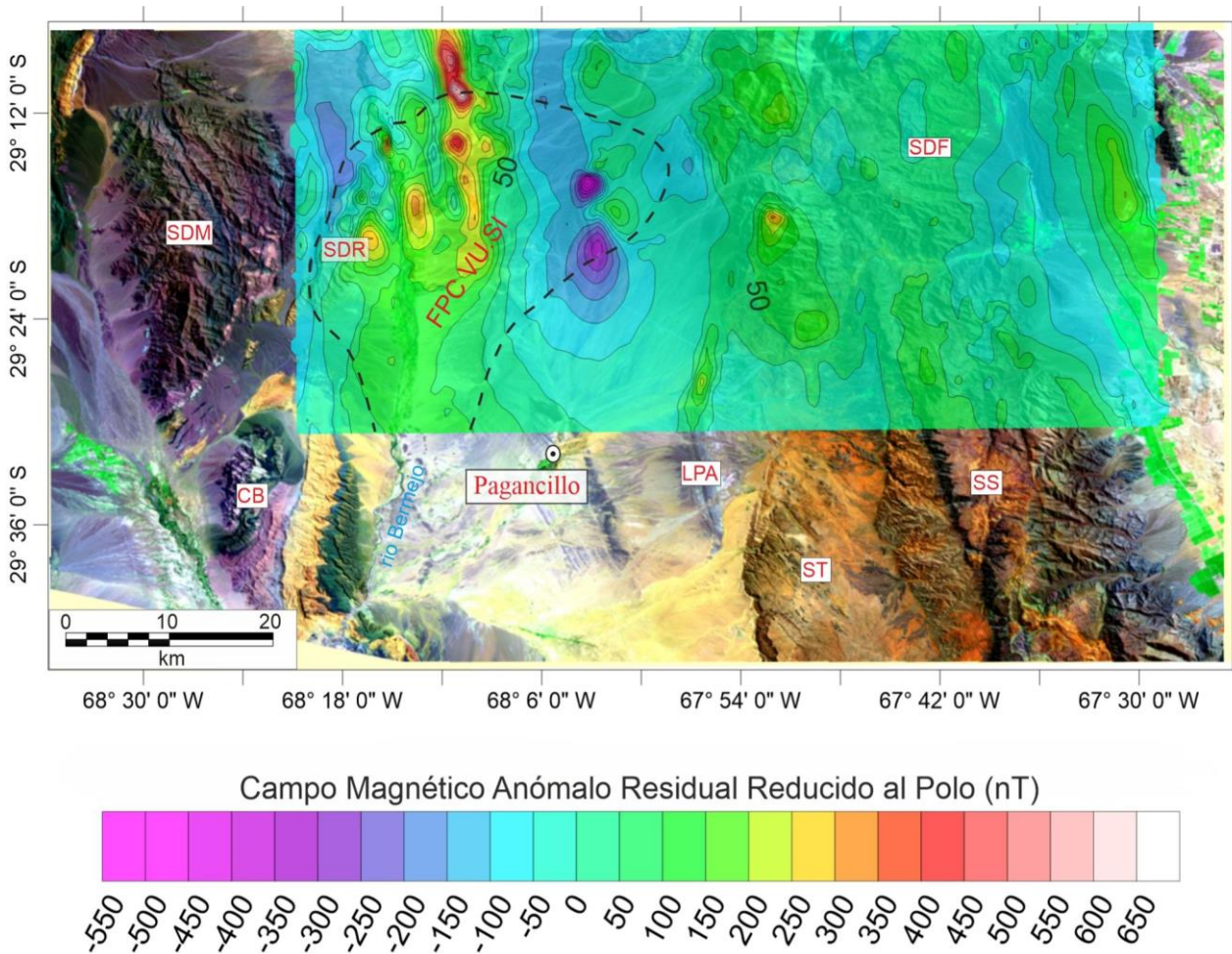


Fig. 5.10: Mapa del Campo Magnético Anómalo Residual Reducido al Polo, para el norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas. Principales serranías y cerros: CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDR (Sierra de Las Ramaditas), SDF (Sierra de Famatina), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), LPA (Lomadas de Puerto Alegre). La línea negra discontinua marca el área correspondiente a la Faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro (FPC VU-SI).

Mientras que el mapa de anomalías de Bouguer se asocia a los cambios laterales del campo gravitacional terrestre vinculados a la distribución de rocas superficiales y profundas con contrastes de densidad; el mapa de Campo Magnético Anómalo residual reducido al Polo se asocia generalmente a diferenciaciones más profundas en la susceptibilidad magnética del basamento. Esto último, ayuda a definir estructuras como fallamientos y cuerpos aparentemente yuxtapuestos de diferente susceptibilidad magnética y densidad, que pueden no tener expresión gravimétrica. Por tal motivo, generalmente se asume que las respuestas obtenidas por el método magnético tienen su origen en el basamento, lo cual convierte en un excelente instrumento para el mapeo de la geometría del mismo.

Como resultado del filtro "RTP", el mapa de Campo Magnético Anómalo residual reducido al Polo (Fig. 5.10), muestra que las amplitudes de las anomalías magnéticas han aumentado en valores máximos y mínimos de 650 a -550 nT, respectivamente.

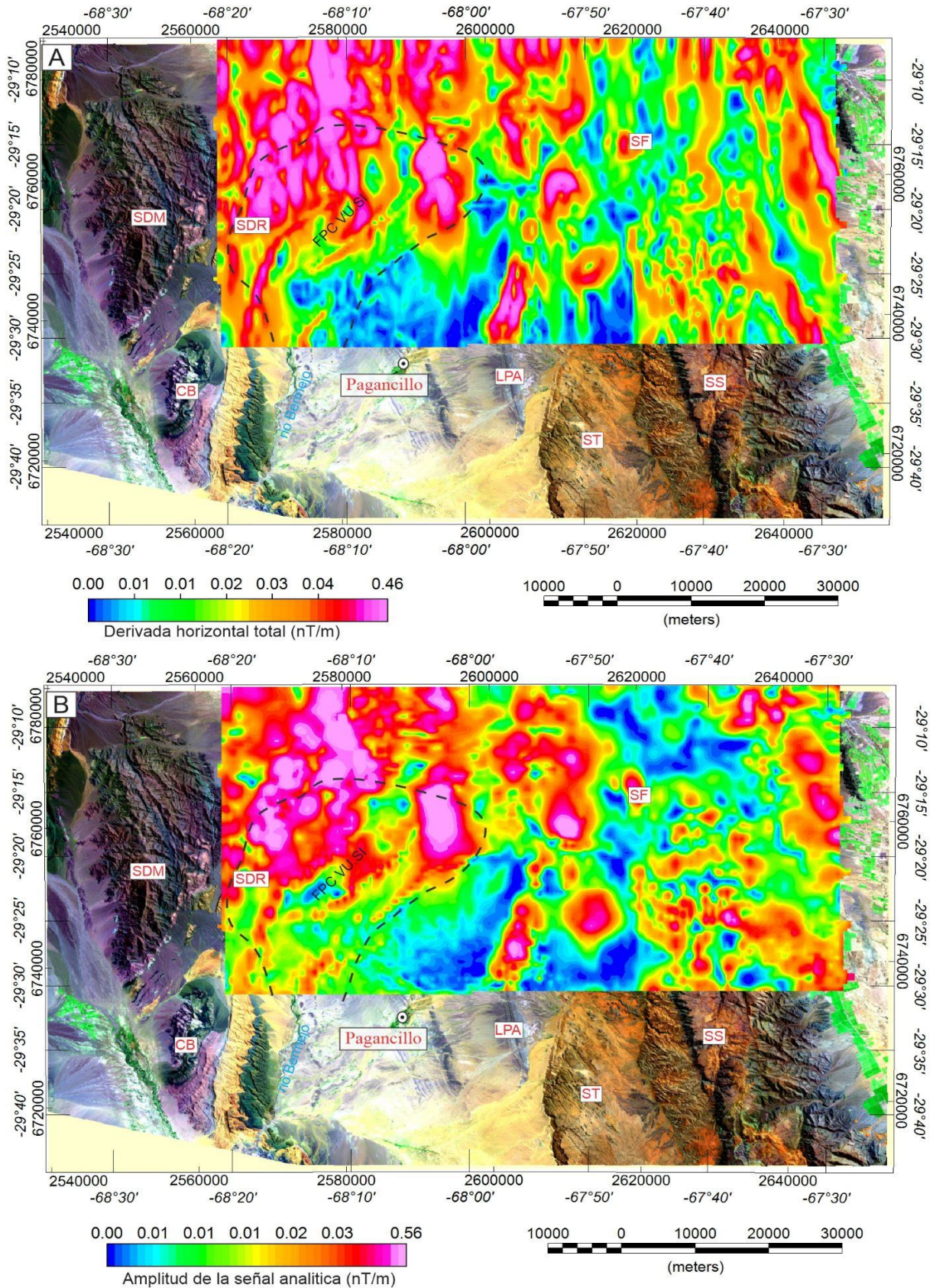


Fig. 5.11: A) Mapa derivada horizontal total (DHT) de la reducción al polo, para el norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas. B) Mapa de la amplitud de la Señal Analítica. Principales serranías y cerros: CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDR (Sierra de Las Ramaditas), SDF (Sierra de Famatina), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), LPA (Lomadas de Puerto Alegre). La línea negra discontinua marca el área correspondiente a la Faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro (FPC VU-SI).

GRILLAS	MIN	MAX	MEDIA	STD
Derivada horizontal total (DHT) - RTP	0.0001	0.4621	0.0326	0.0373
Amplitud de la señal analítica (ASA)	0.0004	0.5599	0.0225	0.0255

MATRIZ DE COVARIANZA		
GRILLAS	Derivada horizontal total (DHT) - RTP	Amplitud de la señal analítica (ASA)
(DHT) - RTP	0.00137	0.00214
(ASA)	0.00066	0.00357

MATRIZ DE CORRELACION		
GRILLAS	Derivada horizontal total (DHT) - RTP	Amplitud de la señal analítica (ASA)
(DHT) - RTP	1	0.70848
(ASA)	0.70848	1

Tabla 5.2: Resultados de la matriz de covarianza y correlación entre las grillas de la derivada horizontal total de la RTP y la amplitud de la señal analítica (ASA).

Además, las anomalías han sido levemente desplazadas hacia el sur debido a la influencia de la inclinación del campo magnético, adquiriendo también geometrías más simétricas y alargadas en sentido norte-sur.

A partir de la visualización tridimensional y análisis de las anomalías magnéticas residuales reducidas al polo (Fig. 5.12 A), es posible interpretar y vincular con mayor precisión las anomalías magnéticas con las fuentes que las producen, mientras que la transición entre las anomalías, permite definir contactos litológicos, y estructuras como fallas.

A lo largo de las sierras de Famatina, Sañogasta y Los Tarjados (Fig. 5.10), las curvas isoanómalas se orientan con un rumbo predominante norte-sur, bordeando los principales bloques de basamento ígneo-metamórfico, los cuales están separados por fallas inversas (Fig. 5.12 B). Estas fallas se localizan en zonas donde las isoanómalas se acumulan, indicando zonas de elevado gradiente, consistentes con las estructuras mapeadas por Candiani *et al.*, (2011; 2022; y referencias allí citadas). Localmente al sur de la sierra de Famatina, y al norte de la sierra de Los Tarjados (Fig. 5.10), se observan anomalías positivas semicirculares con amplitudes que superan los 250 nT. Estas anomalías, se sitúan sobre sectores cubiertos por rocas volcánicas ordovícicas y neógenas, vinculadas además a mineralizaciones metalíferas (Candiani *et al.*, 2011; 2022; y referencias allí citadas).

Inmediatamente al oeste de la sierra de Los Tarjados, a lo largo de las Lomadas de Puerto Alegre (Fig. 5.10), se observa una anomalía alargada con rumbo norte-sur que posee una amplitud máxima de 260 nT. Como resultado de la reducción al polo, esta anomalía se encuentra centrada sobre los depósitos Mio-Pleistocenos de las formaciones Desencuentro y Santa Florentina (Fig. 5.12 B). Esto confirma el carácter inducido de la

magnetización de estos depósitos, que como se mencionó en el apartado 5.3.4, se caracterizan por tener susceptibilidades magnéticas superiores a los 290×10^{-5} SI.

En la región central del mapa de Campo Magnético Anómalo residual reducido al Polo (Fig. 5.10), se observa que las anomalías negativas semicirculares observadas en mapa de Campo Magnético Anómalo residual (Fig. 5.9), han sido realzadas y desplazadas levemente hacia el sur, alcanzando amplitudes de -270 a -550 nT. Además, estas anomalías tienden a unificarse en un bajo magnético pronunciado de unos 7 a 8 km de ancho, alargado en sentido norte-sur. Esto último, se correlaciona con el bajo topográfico simétrico observado en los perfiles sísmicos SM94-2 y 07003 (Figs. 4.6 y 4.8, Capítulo 4), el cual es interpretado como un paleovalle glacial (Fig. 5.11 B) rellenado con la tectono-secuencia 1 del Grupo Paganzo.

En la región norte de la faja plegada y corrida de Villa Unión - San Isidro (Fig. 5.10), se observa que la concentración de las anomalías positivas y negativas subcirculares y elípticas, observadas en el mapa de anomalías residuales (Fig. 5.9), se unificaron en tres fajas con rumbos N-S, separadas entre sí por bajos magnéticos. A lo largo de las fajas magnéticas positivas, localmente sobresalen anomalías subcirculares y elípticas que alcanzan amplitudes máximas entre los 200 a 650 nT (Figs. 5.10 y 5.12). Este patrón o fábrica magnética podría ser atribuible a la presencia de zonas de cizalla frágiles-dúctiles que afectan el basamento y separan diferentes dominios petrográficos y estructurales, tal como se observa en las Sierras de Maz y Las Ramaditas (Lavandaio, 1968; Kilmurray y Dalla Salda, 1971; Vujovich *et al.*, 2005; Rapela *et al.*, 2010; Tholt, 2018; Houlihan *et al.*, 2017; Ramacciotti *et al.*, 2022). A su vez, no se descarta que algunas de las anomalías subcirculares y elípticas positivas de elevada amplitud sean cuerpos intrusivos cilíndricos a cónicos altamente magnetizados, que se encuentran en el subsuelo intruyendo el basamento y la cobertura sedimentaria. Estos cuerpos podrían tratarse de intrusivos basálticos permo-triásicos, similares a los expuestos al sur de la Sierra de Maz, y a lo largo del Cerro Bola (Fig. 5.10; Andreis; 1969). Desafortunadamente el sector norte de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro carece de perfiles sísmicos de reflexión, y se encuentra en gran parte cubierta por sedimentos cuaternarios. Esto último imposibilita en gran medida la correlación de la geología superficial y las estructuras con las anomalías magnéticas, lo que a su vez impide evaluar el carácter inducido de las fuentes o la presencia de magnetismo remanente.

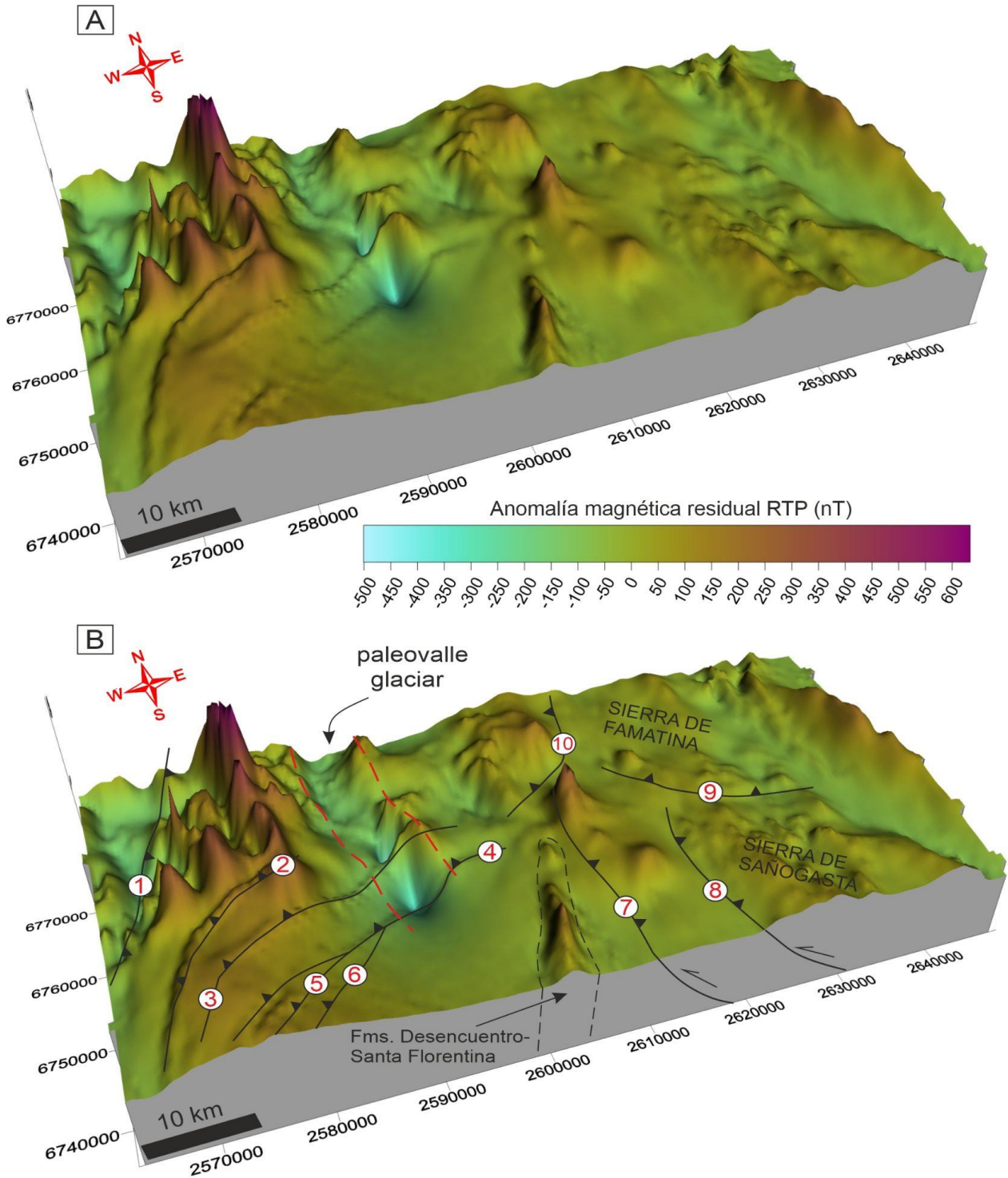


Fig. 5.12: A) Vista tridimensional de las anomalías magnéticas residuales reducidas al polo con sombreado e iluminación desde el NO para resaltar lineamientos y anomalías magnéticas. B) Interpretación de la vista tridimensional de las anomalías magnéticas residuales reducidas al polo. Los lineamientos magnéticos se asocian a las siguientes fallas: 1- Oriental del Vallecito, 2- Montecino, 3- Felipe Varela, 4- Ormeños, 5- Picardía Bustos, 6-González, 7-Potrero Alto, 8- Aicuña, 9- Rio Miranda, 10- Cordón de la Cumbre. Las líneas rojas discontinuas representan las hombreras del paleovalle glaciar.

En la región centro-sur de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro (Fig. 5.10), los patrones (fábrica magnética) cambian marcadamente con respecto a la región norte. La región se asocia a una anomalía magnética suave y homogénea con

amplitudes entre los 90 a 170 nT a lo largo de unos 20 km en la dirección NO-SE (Fig. 5.10). Esta fábrica magnética, es localmente interrumpida por lineamientos con direcciones NE-SO y longitudes de onda inferiores a los 5 km. Estos lineamientos están vinculados a leves inflexiones de las curvas isoanómalas hacia el NE siguiendo el rumbo de los mismos (Fig. 5.10), y sobresalen en la vista tridimensional de las anomalías como pequeños escalones (Fig. 5.12 A). De acuerdo a la interpretación de los perfiles sísmicos que atraviesan ortogonalmente las estructuras de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro (e.g., perfiles sísmicos SM94-5, y 10157; Figs. 4.7, 4.13, respectivamente; Capítulo 4), los lineamientos magnéticos coinciden en buena medida con los corrimientos y fallas inversas que involucran el basamento y generan plegamiento en la cobertura sedimentaria (Fig. 5.12 B; véase también Capítulo 4). Además, se puede resaltar que estos lineamientos se extienden hacia el noreste, en donde la cobertura sísmica es inexistente, observándose que el corrimiento Felipe Varela y la falla inversa Ormeños fragmentan el paleovalle glaciar (Fig. 5.12 B). Esto último, confirma la utilidad del método magnético para el mapeo de la geometría del basamento, complementando y mejorando el conocimiento estructural de esta región.

5.3.8 Modelado: Deconvolución estándar de Euler en 3d

5.3.8.1 Identificación y estimación de las profundidades de las fuentes causantes de las anomalías gravimétricas

Para el caso particular de las anomalías gravimétricas presentes en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, los mejores resultados representativos de la geometría y profundidad de las fuentes se consiguen con un índice estructural de 0,5 y un ancho de ventana de 10 km sobre un grillado de 3 x 3 km, considerando un porcentaje de error de 10%. Estos parámetros son iguales a los empleados por Lince Klinger *et al.*, (2008) en la región ubicada inmediatamente al sur del área de estudio. Esto confirma que la longitud de onda de las anomalías gravimétricas residuales es menor a 30 km. A su vez, de acuerdo al índice estructural, las anomalías son generadas por estructuras regionales (fallas inversas) que afectan la corteza intermedia a superior, marginando los bloques de basamento ígneo-metamórfico de las principales serranías, o permaneciendo en el subsuelo como fallas ciegas vinculadas a los anticlinales presentes en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Fig. 5.13).

Los resultados de la aplicación del método de Deconvolución estándar de Euler en 3d con los parámetros antes especificados, se presentan en Figura 5.13. En este apartado, solamente se muestran y se analizan las soluciones correspondientes a la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

La mayoría de las soluciones (Fig. 5.13), se encuentran entre los 9 y 12 km de profundidad (soluciones de color verde, amarillo y naranja). También se observan un grupo con menos soluciones provenientes de profundidades inferiores a los 9 km (soluciones de color celeste y azul). Conjuntamente, y en menor cantidad se visualizan soluciones entre los 12 y 24 km (soluciones de color rojo, magenta y rosado). De la interpretación de las soluciones de la Deconvolución de Euler (Fig. 5. 13), se individualizan agrupamientos y alineaciones de soluciones que muestran una buena coincidencia con las fallas interpretadas en los perfiles sísmicos (véase Capítulo 4), y los trabajos previos de relevamiento geológico de superficie (véase Capítulo 3).

En la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro, se observan alineaciones de soluciones con rumbo SO-NE, y con profundidades entre los 4,5 a 14 km. Se aprecia además que estas soluciones aumentan en profundidad en la dirección SE-NO, lo que podría estar vinculado con la tendencia a la horizontalización de las fallas hacia el noroeste conforme aumenta la profundidad. También esta tendencia, podría deberse a que las fallas se encuentran con una proximidad tal, que la resolución de las soluciones de Euler no alcanza para definir las en forma precisa.

En la región central de la cuenca, se observa una concentración de soluciones pobremente alineadas en dirección NE, y en marcada coincidencia con el anticlinal “Esquina Colorada” (Fig. 5.6). Esta distribución de profundidades entre los 10 a 7 km, divide los depocentros del Bolsón de Pagancillo y del Campo de Talampaya (Fig. 5.13), y se vinculan con la prolongación en profundidad de la falla inversa Aguada de Los Caballos (perfil sísmico 10162, Fig. 4.14, Capítulo 4).

A lo largo del borde oriental de la cuenca, no se observa una buena coincidencia entre las estructuras regionales y las soluciones de Euler. Solamente se observan soluciones pobremente alineadas ubicadas en los primeros 8 km de profundidad. Localmente, estos alineamientos son consistentes con el contacto entre el relleno sedimentario de la cuenca y el basamento cristalino, mientras que hacia la sierra del Potrero Alto (Fig. 5.13), existe una concentración de soluciones consistente con el eje del anticlinal con núcleo de basamento Potro Alto. En este último caso, las soluciones podrían vincularse

a la prolongación en profundidad de la falla inversa del Potrero Alto (Candiani *et al.*, 2022; véase también Capítulo 6).

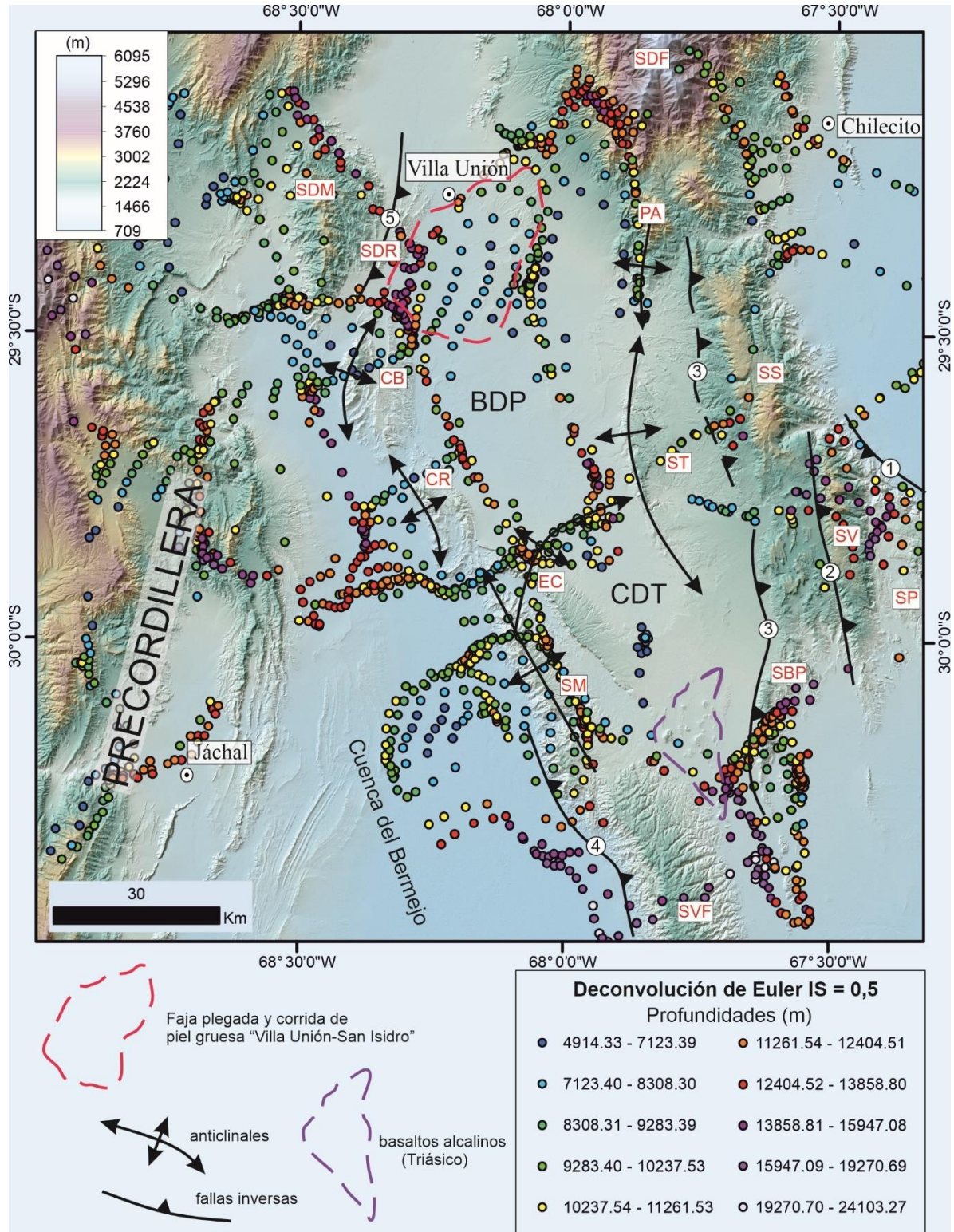


Fig. 5.13: Mapa estructural y de soluciones de la deconvolución de Euler con un índice estructural de 0,5, graficadas sobre un modelo digital de elevaciones. Principales serranías y cerros: SVF (Sierra de Valle Fértil), SM (Sierra Morada), EC (Esquina Colorada), CR (Cerro Rajado), CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SRM (Sierra de Las Ramaditas), SDF (Sierra de Famatina), PA (Potrero Alto), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), SV (Sierra de Vilgo), SP (Sierra de Paganzo), SBP (Sierra Baja de Los Portezuelos). Principales fallas regionales: 1- Sierra de Paganzo-Catinzaco, 2- El Carrizal, 3- Aicuña-Sierra Baja de Los Portezuelos, 4- Valle Fértil, 5- Oriental del Vallecito.

En el borde occidental de la cuenca, más precisamente sobre el anticlinal Sierra Morada (Fig. 5.13), las soluciones de Euler se encuentran agrupadas y alineadas en dirección NO, a profundidades entre los 12 y 7 km. Este alineamiento claramente confirma el control estructural ejercido en profundidad por la falla de Valle Fértil, el cual hacia la vertiente occidental de Sierra de Valle Fértil es más profundo (soluciones de Euler superiores a los 12 km), las cuales son consistentes con las obtenidas por Lince Klinger *et al.*, (2008). Hacia el norte del anticlinal Sierra Morada, es decir a lo largo de los anticlinales Cerro Rajado y Cerro Bola (Fig. 5.13), no se observan soluciones de Euler alineadas siguiendo el rumbo de los mismos. Sin embargo, hacia el este de los anticlinales se observa una alineación poco definida en la dirección NO, con soluciones entre los 10 a 13 km, que podría coincidir con la prolongación en profundidad de la falla de Valle Fértil en el Bolsón de Pagancillo.

5.3.8.2 Identificación y estimación de las profundidades de las fuentes causantes de las anomalías magnéticas

Teniendo en cuenta que la longitud de onda de las anomalías residuales se encuentra en el rango de los 50 km y 6 km (Fig. 5.7), se emplearon tamaños de ventanas de 50, 40, 30, 20, 10 y 6 km de ancho, e índices estructurales entre 0 y 3.

Para el norte de cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, los mejores resultados representativos de la geometría y profundidad de las fuentes causantes de las anomalías magnéticas se consiguen con un índice estructural de 0 y un ancho de ventana de 10 km, sobre un grillado de 0,5 x 0,5 km, considerando un porcentaje de error de 10% (Fig. 5.14). Este índice estructural confirma el control estructural en los bordes de las principales anomalías, el cual, de acuerdo a los modelos sintéticos de Reid *et al.*, (1990), las alineaciones de las soluciones de la Deconvolución de Euler que se representan en la figura 5.14, corresponden a contactos y fallas regionales con importantes rechazos verticales.

En el caso del relevamiento aeromagnético del Bloque Famatina (SEGEMAR), la adquisición de los datos fue realizada a una altura barométrica de 150 m (altura constante), por lo que las soluciones obtenidas mediante el *software* Oasis Montaj son referidas al nivel medio del mar. Los valores positivos están sobre el nivel del mar y los negativos debajo de éste. La mayoría de las soluciones alineadas están representadas con círculos de diferentes colores (Fig. 5.14), con los topes o techos de las fuentes anómalas a profundidades entre 1108 y -3579 m respecto al nivel medio del mar.

En el mapa de la Deconvolución de Euler (Fig. 5.14), se observan varias soluciones alineadas, de las cuales reviste interés cinco de ellas, para los análisis estructurales de los capítulos siguientes de esta tesis.

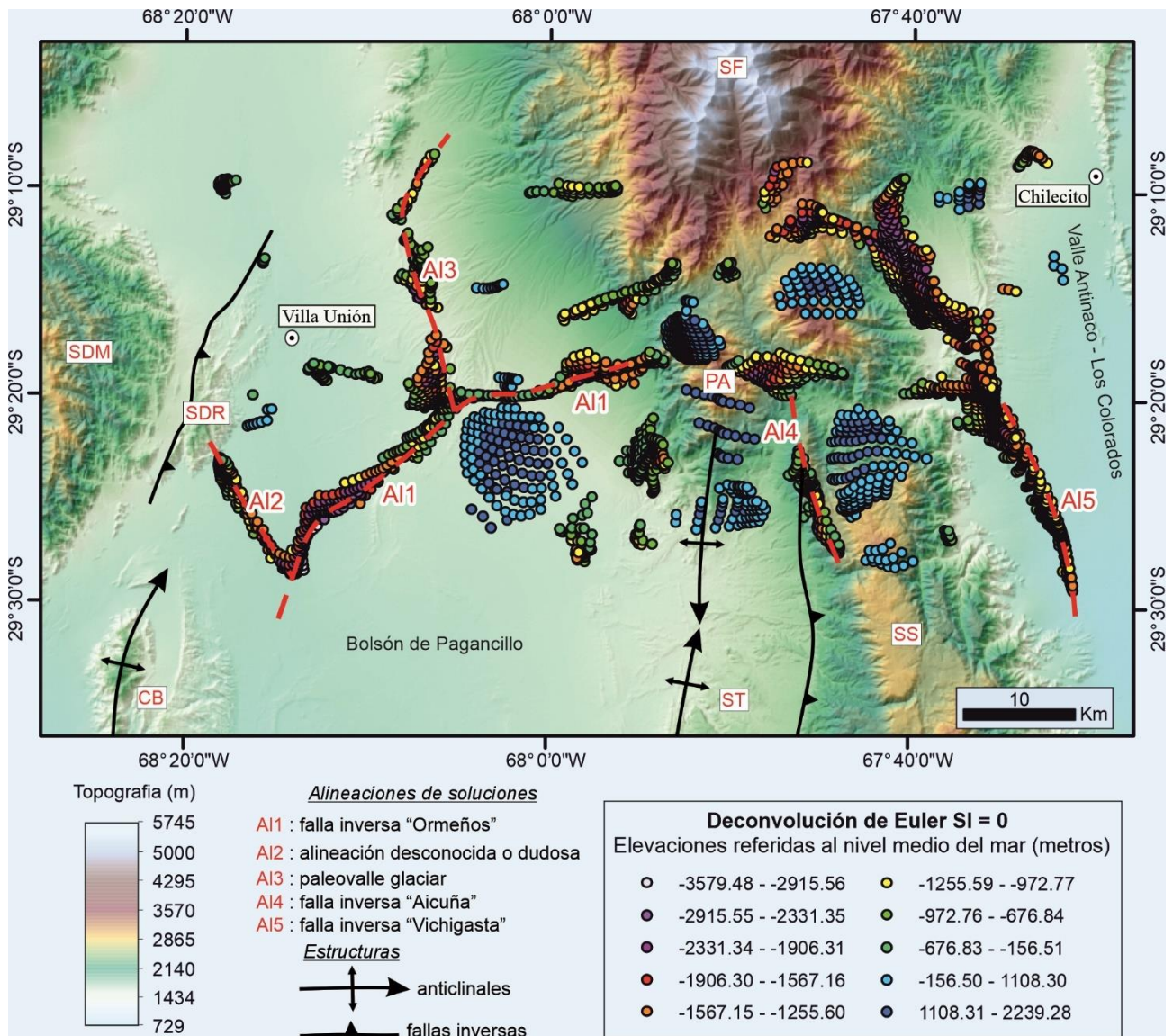


Fig. 5.14: Mapa estructural y de soluciones de la deconvolución de Euler con un índice estructural de 0, graficadas sobre un modelo digital de elevaciones. Principales serranías y cerros: CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDR (Sierra de Las Ramaditas), PA (Potrero Alto), SDF (Sierra de Famatina), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados). Las líneas rojas discontinuas marcan las principales alineaciones magnéticas.

La ubicación de la alineación magnética "AI1", es consistente con el frente de deformación de la faja plegada y corrida de Villa Unión - San Isidro, representado por la falla inversa Ormeños (Fig. 5. 2B, véase Capítulo 4). Esta alineación de ~30 km de longitud, presenta dos segmentos; uno austral con rumbo SO-NE, y uno septentrional con rumbo aproximado E-O. El segmento austral presenta una distribución de profundidades decrecientes en la dirección SO-NE, desde los -3579 a los -1250 metros. Esta tendencia sugiere un aumento en el rechazo vertical de la falla inversa Ormeños en la dirección SO-

NE, la cual es comprobada en la interpretación de los perfiles sísmicos, y en el mapa estructural del tope del basamento (véase Capítulo 4). Por su parte, el segmento septentrional, se trataría de la prolongación de la falla Ormeños hacia el piedemonte occidental de la Sierra de Famatina (Fig. 5.14), luego de una marcada deflexión de su rumbo al atravesar el paleovalle glacial (Fig. 5.12 B).

La alineación magnética “AI2”, se extiende desde la AI1 hasta la sierra de Las Ramaditas (Fig. 5.14), y presenta soluciones con profundidades entre los -1567 a -670 metros. La AI2 ha sido cartográfica como una alineación dudosa o desconocida, ya que no se ha comprobado en superficie la presencia de algún tipo de estructura que afecte esa región. Tampoco en ninguno de los perfiles sísmicos de la faja plegada y corrida de Villa Unión - San Isidro, que atraviesan la alineación, se comprueba la presencia de una estructura, por lo que la AI2 puede ser mapeada como rasgo estructural inferido en profundidad.

La alineación magnética “AI3”, se extiende por unos 15 km con dirección sur-norte desde la AI1 (Fig. 5.14). La AI3 presenta una distribución de profundidades entre los -900 a -2300 metros, alcanzando los valores mínimos (más profundos) en las inmediaciones con la AI1. De acuerdo al mapa del Campo Magnético residual Reducido al Polo (Figs. 5.10, 5.12B), la AI3 muestra una buena coincidencia con el paleovalle glacial, por lo que las profundidades de las soluciones de Euler podrían corresponderse al contacto de la Tectonosecuencia “TS1” del Grupo Paganzo, y el basamento.

Hacia el oeste de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, las alineaciones magnéticas son escasas, y solamente sobresale la alineación “AI4” (Fig. 5.14). La AI4 presenta un rumbo submeridional, y una distribución de profundidades superficiales entre -950 a -150 metros, las cuales se encuentran asociadas a la falla de Aicuña (Durant *et al.*, 1987). Esta falla delimita el flanco occidental abrupto de la Sierra de Sañogasta (Fig. 5.14), poniendo en contacto tectónico el basamento del Complejo Magmático Sañogasta sobre la Formación Patquía (Candiani *et al.*, 2022).

Finalmente, en el mapa de la Deconvolución de Euler (Fig. 5.14), se observa la alineación magnética “AI5”, la cual es de gran interés para el análisis estructural del bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta, y para la construcción y análisis de las secciones estructurales regionales (Véase Capítulo 6). La AI5, presenta un rumbo submeridional y una longitud de unos 20 km a lo largo del piedemonte oriental de la sierra de Sañogasta (Fig. 5.14). Presenta una distribución de profundidades entre los -1500 a -900 metros, las cuales podrían coincidir con el techo bloque colgante de una falla inversa ciega vergente hacia el

este, la cual afecta el basamento y genera el anticlinal “Bordo de Vichigasta” (Canelo *et al.*, 2021). Este anticlinal sobresale en el piedemonte como un resalto topográfico de entre 10 a 40 m y una extensión en sentido N-S de unos 7 km. En superficie, como también mediante el análisis de imágenes satelitales, se observan adaptaciones del drenaje e inclinaciones anómalas de sedimentos aluviales modernos, principalmente hacia el norte y sur del anticlinal. Esto sugiere que la estructura ejerce un control activo sobre la escorrentía pedemontana, con posibles episodios de actividad tectónica cuaternaria, aunque no han podido observarse evidencias de deformación asociadas a la misma.

5.3.9 Modelado: Inversión del basamento magnético mediante el método “SPI”

Los resultados obtenidos por el método “SPI” o número de onda local pueden ser utilizados para representar la morfología y profundidad del basamento en el norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, lo cual tiene implicancias directas en el análisis de la evolución estructural de la región (Capítulo 6).

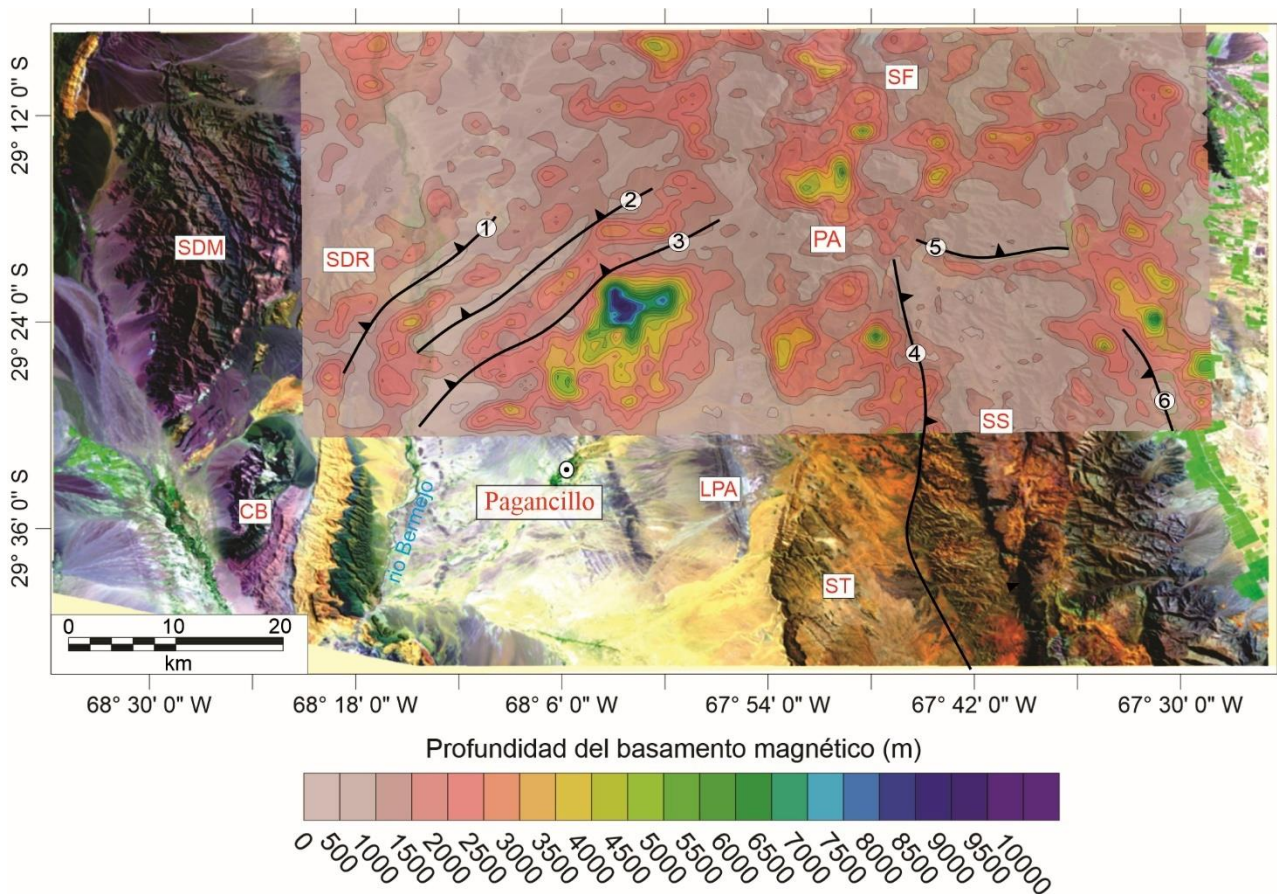


Fig. 5.15: Mapa de la profundidad del basamento magnético obtenido mediante el método SPI. Principales serranías y cerros: CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDR (Sierra de Las Ramaditas), SDF (Sierra de Famatina), PA (Potrero Alto), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), LPA (Lomadas de Puerto Alegre). Las principales fallas inversas están numeradas de la siguiente manera: 1- Montecino, 2- Felipe Varela, 3- Ormeños, 4- Aicuña, 5- Río Miranda, 6- Vichigasta.

El mapa de la figura 5.15, muestra los valores estimados de la profundidad del basamento magnético, los cuales varían entre 314 a 9532 m, confirmando así la separación regional/residual obtenida mediante el espectro de potencia promediado radialmente del Campo Magnético anómalo Total (Fig. 5.7). Estos valores muestran una tendencia a la sobre- y subestimación de profundidades de unos 500 a 300 metros en los bloques de basamento exhumados a lo largo de las principales serranías (Fig. 5.15). Esta tendencia es aún más notoria a lo largo de la región del Bolsón de Pagancillo y en la faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro, observándose diferencias en el orden de los 500 a 800 m al comparar las profundidades con el mapa estructural y de profundidad de basamento obtenido mediante interpretación sísmica (Fig. 4.5, Capítulo 4).

Todas estas discrepancias en la determinación de profundidades, pueden deberse a excesos de curvatura en las fuentes magnéticas, o que la asunción de la bidimensionalidad de una fuente tipo contacto buzante o modelo del tipo escalón no es correcta para algunas de las anomalías magnéticas presentes en el área de estudio (Thurston y Smith, 1997). Además, el método SPI es muy sensible a los ruidos en los datos y a los efectos de interferencia entre fuentes cercanas, lo que puede resultar en una sobre- y subestimación de las profundidades de la fuente (Thurston y Smith, 1997). Sin embargo, el mapa de la profundidad del basamento magnético (Fig. 5.15), muestra una distribución de profundidades que se asemeja en gran medida a las configuraciones del basamento obtenidos por el método gravimétrico (Ruiz e Introcaso, 1999 a), y por el método sísmico de reflexión (Capítulo 4). Por lo tanto, los resultados obtenidos por el método SPI pueden ser usados de manera complementaria con los métodos antes mencionados, reduciendo así las incertezas de las interpretaciones.

Entre las similitudes entre los diferentes métodos geofísicos, se observa que al noreste de Pagancillo (Fig. 5.15), el basamento se profundiza gradualmente en la dirección SO-NE, desde los 2000 a los 9532 metros. A su vez, a lo largo de la faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro, el basamento presenta una morfología de al menos tres altos y bajos topográficos, orientados en sentido SO-NE. Esta configuración del basamento coincide con la presencia de bloques en el subsuelo afectados por las fallas inversas Montecino, Felipe Varela y Ormeños (Fig. 5.15). Estas fallas se extienden con rumbos similares a los observados en el mapa de anomalías magnéticas residuales reducidas al Polo (Fig. 5.12 B), y en el mapa estructural y de profundidad del basamento obtenido mediante interpretación sísmica (Fig. 4.5, Capítulo 4).

En el mapa de la profundidad del basamento magnético (Fig. 5.15), no se observa la presencia del paleovalle glacial en el subsuelo de la cuenca, tal como se interpretó en el mapa de anomalías magnéticas residuales reducidas al Polo (Fig. 5.12 B). Esto sugiere que el método SPI no logra resolver la morfología del paleovalle debido a sus características geométricas, el cual presenta una sección transversal en forma de “U”.

Hacia el este y noreste de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, el método SPI demuestra ser eficaz para delimitar los bloques de basamento granítico “Famatiniano” del Ordovícico, que caracterizan las sierras de Famatina y Sañogasta (Fig. 5.15). A su vez, sobresalen o son resaltados algunos depocentros o bolsones que se encuentran en dichas serranías, o a lo largo de los piedemontes, siendo sus profundidades de gran interés para la construcción y análisis de las secciones estructurales regionales (véase Capítulo 6).

5.3.10 Modelado: Inversión gravimétrica tridimensional

Las anomalías gravimétricas de Bouguer para la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas (Fig. 5.16 A), fueron invertidas utilizando los métodos de Cordell y Henderson (1968), y Granser (1987) combinados por Phan *et al.*, (2018). El resultado de esta inversión (Fig. 5.16 B), muestra la profundidad del basamento gravimétrico, la cual puede ser comparada y discutida con determinaciones o inversiones previas realizadas por Giménez *et al.*, (2000), y Ruiz e Introcaso (1999 a).

La figura 5.17 A muestra el mapa de anomalías de gravedad recalculado a partir de la aplicación de los algoritmos de Cordell y Henderson (1968), y Granser (1987), para obtener el mapa del basamento gravimétrico (Fig. 5.16 B). Comparando las anomalías observadas y las recalculadas (Figs. 5.16 A y 5.17 A, respectivamente), resulta evidente que el mapa del basamento gravimétrico reproduce de manera muy similar el mapa de anomalías originales u observadas. La diferencia entre los mapas de anomalías observadas y las recalculadas (Fig. 5.17 B), muestra diferencias en el rango de los -0.005 y $+0.005$ mGal, las cuales son diferencias muy pequeñas en comparación al rango de amplitudes en las anomalías observadas.

La inversión gravimétrica 3D, fue obtenida con algoritmo de convergencia en un total de 14 iteraciones, donde el tiempo de cómputo fue de 0,74 segundos. La variación del error medio cuadrático (RMS) calculado durante el proceso iterativo con respecto al número de iteraciones se muestra en la figura 5.18. El error medio cuadrático correspondiente a la iteración inicial fue de 0,21 mGal, alcanzando los 0,0002 mGal en la solución óptima.

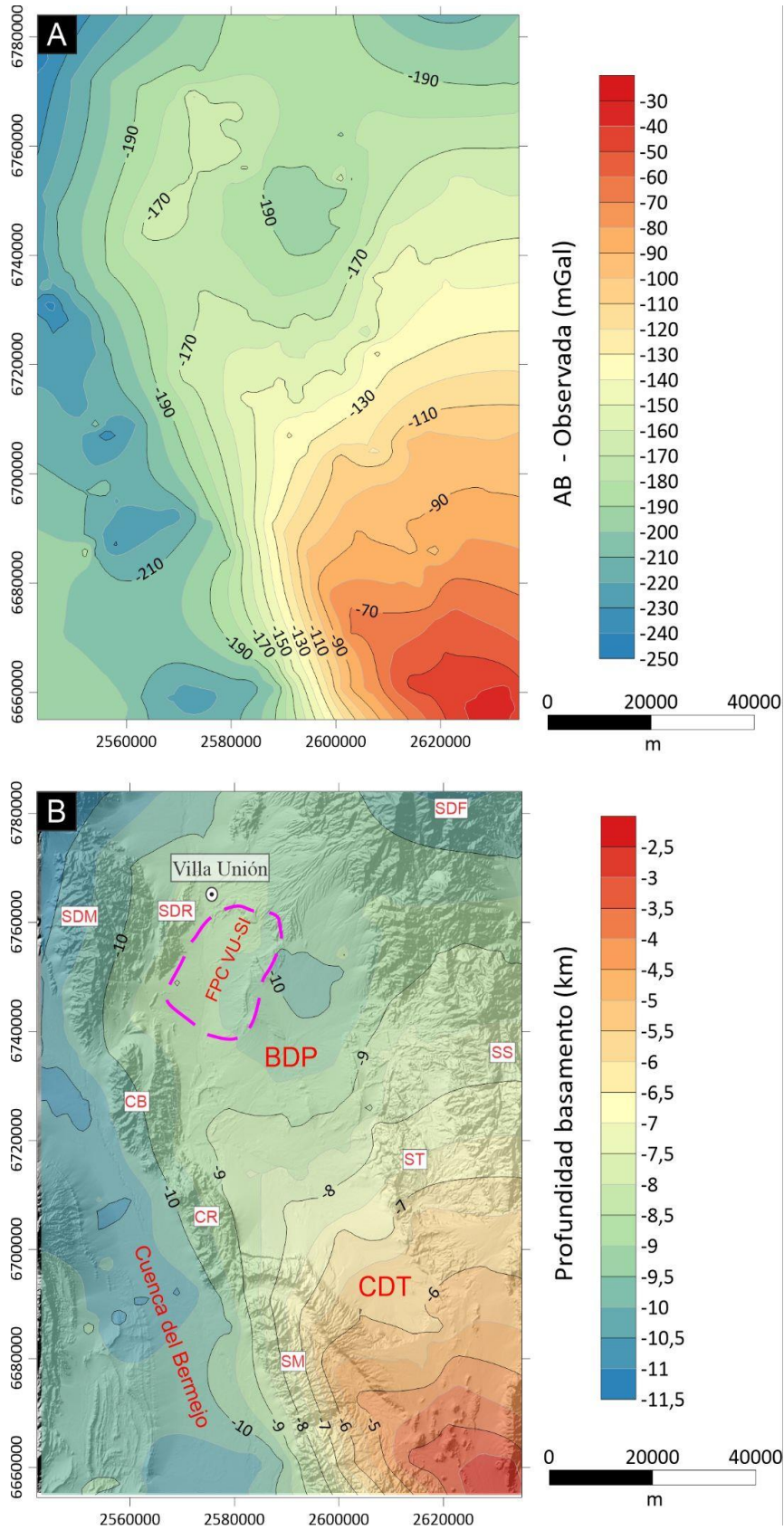


Fig. 5.16: A) Mapa de anomalía de Bouguer completa para la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y regiones aledañas, utilizado para la inversión gravimétrica. B) Mapa de la superficie del basamento obtenido utilizando los algoritmos propuestos por Phan *et al.*, (2018). Profundidades referidas a la superficie topográfica. Principales serranías y cerros: SM (Sierra Morada), CR (Cerro Rajado), CB (Cerro Bola), SDM (Sierra de Maz), SDF (Sierra de Famatina), SS (Sierra de Sañogasta), ST (Sierra de Los Tarjados), FPC VU-SI (Faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro). BDP (Bolsón de Pagancillo), CDT (Campo de Talampaya).

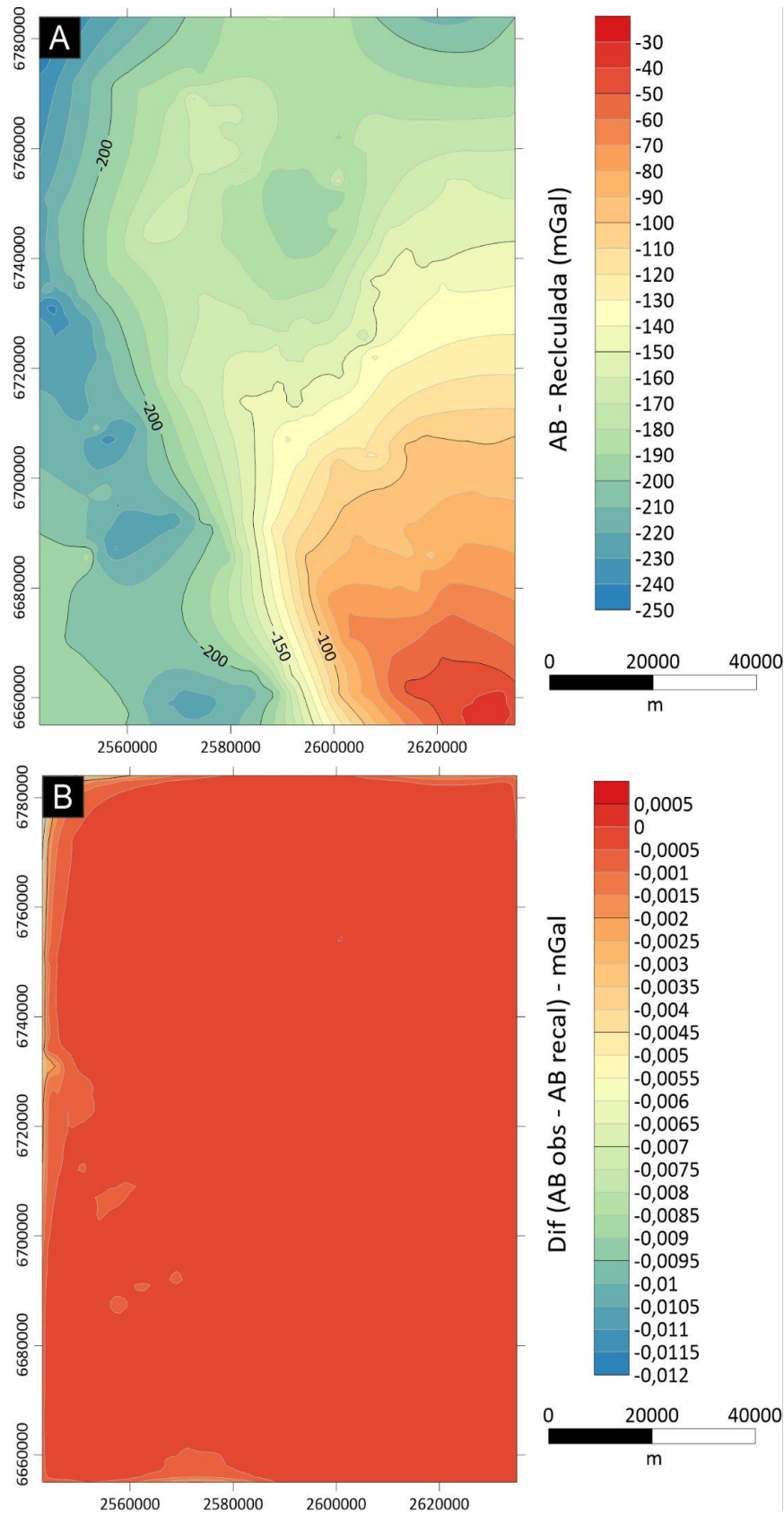


Fig. 5.17: A) Anomalías de gravedad recalculadas de acuerdo a las profundidades estimadas del basamento utilizando un contraste de densidad entre la cobertura sedimentaria y el basamento de $(\Delta\rho)$ de $-0,28 \text{ gr/cm}^3$. B) Diferencia entre las anomalías de gravedad observadas (Fig. 5.16 A) y las anomalías de gravedad recalculadas (Fig. 5.17 A).

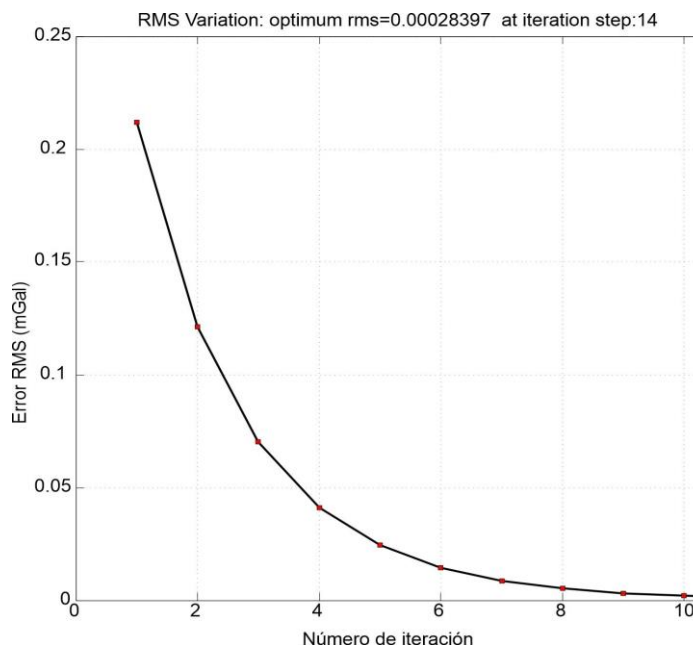


Fig. 5.18: Gráfico de error RMS (error medio cuadrático) vs. Número de iteración obtenido durante el procedimiento iterativo de inversión gravimétrica 3D de la superficie del basamento.

Las máximas profundidades del basamento gravimétrico se registran en la Cuenca del Bermejo, superando localmente los 11 km (Fig. 5.16 B). Estas profundidades son consistentes y similares a las estimaciones realizadas por Giménez *et al.*, (2000), realizadas también mediante el método gravimétrico. Además, las profundidades estimadas muestran buena correspondencia con las profundidades del basamento obtenidas mediante el reprocesamiento e interpretación de perfiles sísmicos de reflexión (Zapata y Allmendinger, 1996).

En el ámbito de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión, la profundidad máxima del basamento gravimétrico es de unos 10 km, y es registrada en el sector noreste del Bolsón de Pagancillo (Fig. 5.16 B). Esta profundidad difiere con las estimaciones de Ruiz e Introcaso (1999 a), quienes determinaron una profundidad máxima de unos 9 km para el mismo sector de la cuenca, utilizando un contraste de densidad ($\Delta\rho$) entre el basamento y la cobertura sedimentaria de $-0,26 \text{ gr/cm}^3$. Utilizando ese contraste de densidad para invertir las anomalías gravimétricas de Bouguer (Fig. 5.16 A), se obtiene que el modelo de basamento gravimétrico no difiere con el modelo propuesto de la figura 5.16 B. De esta manera, estas discrepancias en profundidades pueden ser atribuidas a los métodos de inversión empleados, los cuales de acuerdo a la técnica de inversión pueden arrojar resultados disímiles (Phan *et al.*, 2018; y referencias allí citadas). No obstante, esto no implica que ambos modelos sean correctos, ya que el modelo de Ruiz e Introcaso (1999 a) muestra una distribución de profundidades que se asemeja en gran medida a las obtenidas por el método SPI (Fig. 5.15), mientras que el modelo de basamento gravimétrico obtenido

(Fig. 5.16 B), se asemeja al mapa estructural del basamento obtenido mediante interpretación sísmica (Fig. 4.5, Capítulo 4). En este sentido, y debido a las incertezas implícitas en los diferentes métodos geofísicos utilizados hasta aquí, la profundidad máxima de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión podría estar razonablemente comprendida entre los 9 y 10 km.

Las variaciones de la profundidad del basamento pueden ser también analizadas mediante perfiles de densidad uniforme extraídos del modelo de inversión 3D (Fig. 5.19 A). El perfil 1 (Fig. 5.19 B), orientado en sentido SE-NO, muestra la profundización gradual del basamento desde unos -2,5 km en el Campo de Talampaya, a -10 km en el Bolsón de Pagancillo. Esta tendencia es consistente con lo observado en el mapa estructural del basamento obtenido mediante interpretación sísmica (Fig. 4.5, Capítulo 4), aunque la profundidad del basamento en la Faja plegada y corrida de Villa Unión - San Isidro es notoriamente superior a las determinaciones obtenidas también por las soluciones de la Deconvolución de Euler y el método SPI (Figs. 5.14 y 5.15, respectivamente).

Los perfiles 2 y 3 (Figs. 5.19 C y D, respectivamente), muestran el marcado gradiente gravimétrico ascendente hacia el este entre las cuencas del Bermejo e Ischigualasto - Villa Unión, vinculado a la falla de Valle Fértil. Como se mencionó anteriormente en varias ocasiones, esta falla provocó que el basamento de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión se encuentre a una profundidad más somera que el basamento de la Cuenca del Bermejo. En esta situación estructural, la superficie del basamento en el sector del Campo de Talampaya se dispone de manera subhorizontal a unos -6 km, mientras que en el sector del Bolsón de Pagancillo el basamento presenta un leve basculamiento hacia el este desde los -8 a los -8,5 km (Figs. 5.19 C y D, respectivamente). Estas observaciones difieren notoriamente con la tendencia de aumento gradual de la profundidad del basamento en dirección O-E y SO-NE, visualizadas en el mapa estructural del basamento obtenido mediante interpretación sísmica (Fig. 4.5, Capítulo 4). A su vez, en los perfiles 2 y 3 (Figs. 5.19 C y D, respectivamente), la profundidad del basamento en la Sierra de Los Tarjados no varía significativamente con respecto a las profundidades en obtenidas en los sectores de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión. Esta observación resulta llamativa debido a que la falla de la Sierra de Los Tarjados, también conocida como falla Talampaya (Rosello *et al.*, 1997), ha expuesto en superficie a las unidades del Triásico temprano (Fms. Talampaya - Tarjados), las cuales, de acuerdo a las interpretaciones sísmicas, ambas unidades se encuentran yaciendo en proximidad al basamento. En términos estructurales, esto último implica suponer que el basamento por debajo de la Sierra de Los Tarjados o en

el núcleo del anticlinal homónimo, estaría a escasa profundidad con respecto a la superficie del terreno.

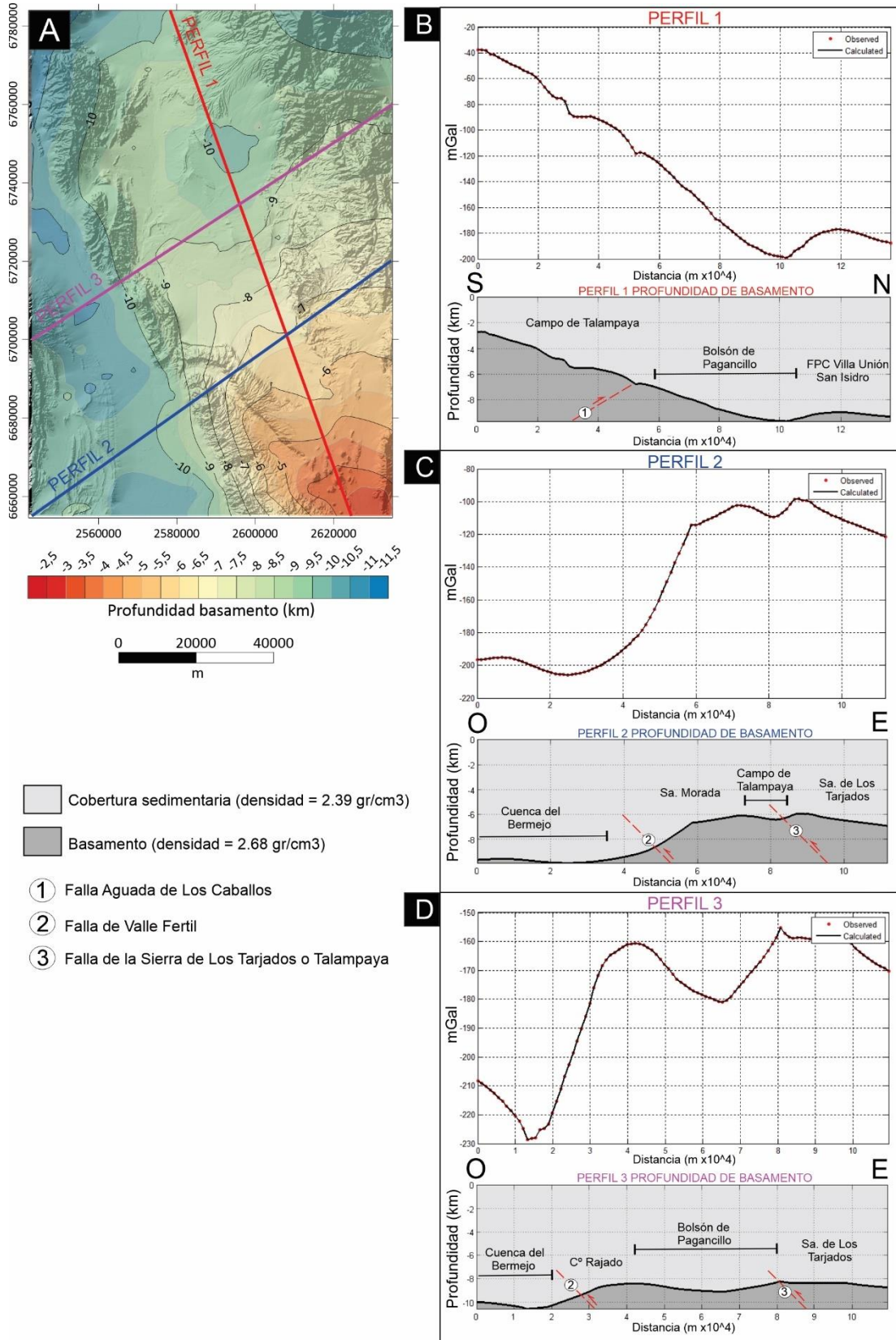


Fig. 5.19: A) Mapa de la superficie del basamento obtenido utilizando los algoritmos propuestos por Phan *et al.*, (2018), sobre el cual se trazaron 3 perfiles (Figs. B, C, D) para observar la variación de la profundidad del basamento o del espesor de la columna sedimentaria, obtenida a partir de la inversión de las anomalías de gravedad utilizando un contraste de densidad de -0,28 mGal.

Al notar varias discrepancias en cuanto a profundidades del basamento que no se condicen con la realidad geológica, resulta evidente que la inversión gravimétrica 3D obtenida, presenta sobreestimaciones de las profundidades, principalmente hacia los bordes de la cuenca. Una explicación a esto último, puede ser atribuida al hecho que los métodos de Cordell y Henderson (1968), y Granser (1987) combinados por Phan *et al.*, (2018), están basados en la asunción de que la densidad de las rocas sedimentarias por encima del basamento es uniforme. De acuerdo a los capítulos anteriores, el contexto geológico y estructural de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión, y de las regiones aledañas es sumamente heterogéneo, por lo que la asunción de densidades uniformes es poco realista. Así, los contrastes de densidad podrían ser muy variables, debidos tanto por la naturaleza del basamento como por las propiedades físicas de las rocas sedimentarias. A esto último, se suma además la situación observada en los bordes de la cuenca, donde diferentes fallas inversas y corrimientos ponen en contacto tectónico rocas más densas por encima de rocas sedimentarias menos densas y menos compactadas.

Capítulo 6: Configuración y análisis estructural de la deformación cenozoica

6.1 Introducción

En los capítulos 4 y 5 se reconocieron y se definieron las principales estructuras que están presente en el interior y en los bordes de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. A su vez se expusieron algunas de sus características generales en cuanto a su ubicación, estilos, y unidades involucradas en las deformaciones. Sin embargo, en el presente capítulo se presentan descripciones más detalladas, con el objetivo principal de interpretar y analizar la geometría y cinemática de las estructuras presentes en la cuenca y sectores aledaños. Estas estructuras incluyen tanto las de gran escala como las más pequeñas asociadas a las mismas, utilizando los conceptos de diferentes modelos de fallamiento-plegamiento que involucran al basamento y la cobertura sedimentaria. Esta tarea es abordada esencialmente a partir del mapeo geológico detallado, la medición de los pliegues y fallas aflorantes, y su integración con la información de subsuelo disponible. Todo esto es analizado también mediante diferentes técnicas de reconstrucción de la deformación y modelos cinemáticos asistidos por computadora, que permiten realizar comparaciones de las diferencias y similitudes entre las diversas interpretaciones estructurales. Estas técnicas permiten sustentar la viabilidad geométrica de las estructuras interpretadas y permite determinar el acortamiento tectónico resultante de la deformación contraccional andina.

Algunos de los resultados presentados en este capítulo han sido recientemente publicados en Canelo *et al.*, (2022), que, en conjunto con otros resultados inéditos, refinan trabajos previos (*e.g.*, Wässmann, 1930; de La Mota, 1946; de Alba; 1954; Gentili, 1972; Durant *et al.*, 1987; González Segura, 1987; Reinoso, 1994; López-Gamundi *et al.*, 1997; Rosello *et al.*, 1997, 2005; e informes inéditos de YPF S.A). Se considera que los resultados y discusiones planteadas no solamente ayudan a entender la historia deformacional de esta región en el contexto tectónico cenozoico de los Andes Centrales del Sur, sino también pueden ser de gran interés para comprender los impactos de la tectónica preandina y andina en la exploración de recursos no renovables, como así también en la evaluación de la peligrosidad sísmica; esto último ampliamente relacionado a la geometría y cinemática de fallas ciegas o no emergentes (*e.g.*, Allmendinger y Shaw 2000).

6.2 Metodologías

6.2.1 Trabajo de campo

El trabajo en el campo consistió en el reconocimiento, clasificación, descripción y análisis de los principales rasgos estructurales de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Para ello, se tomaron datos de rumbo e inclinación de estratos a lo largo de distintas transectas dispuestas de manera ortogonal a las principales estructuras. Además, se midieron indicadores cinemáticos, principalmente estrías en fallas menores asociadas a estructuras de carácter regional reconocidas en el área, y vinculadas a la fase orogénica andina mio-pleistocena.

Otra tarea realizada en el campo, fue la identificación y el reconocimiento de geometrías de crecimiento (estratos de crecimiento) en las diferentes unidades neógenas aflorantes, útiles para detectar los momentos de deformación durante la sedimentación. Muchas de estas geometrías fueron previamente identificadas en las tareas de interpretación sísmica (véase capítulo 4). Sin embargo, los datos de rumbo e inclinación adquiridos en los estratos permitieron caracterizar con mayor precisión diferentes arreglos estratales, lo cual es fundamental para comprender las características sedimentológicas alrededor de una estructura específica, y su cinemática de plegamiento y fallamiento (Poblet, 2012; y referencias allí citadas).

6.2.2 Inversión de datos microtectónicos de desplazamiento en fallas

Los datos recolectados en el campo de indicadores cinemáticos fueron analizados cinemática y dinámicamente, a escala regional y local. La escala regional incluye todos los datos de desplazamiento de fallas medidos en el área de estudio, mientras que, para la escala local, los análisis de inversión de datos se realizaron para cada sitio estructural de forma independiente.

6.2.2.1 Análisis cinemático

Para caracterizar el movimiento de las fallas (e.g., Marrett and Allmendinger, 1990), durante las tareas de campo en cada plano de fallas menores asociadas a estructuras de carácter regional se obtuvo su rumbo e inclinación, la orientación y el buzamiento de la estría o espejo de fricción tomado sobre el mismo plano (*rake*). Asimismo, se determinó el sentido y dirección del desplazamiento siguiendo los criterios propuestos por Petit (1987).

Para el procesamiento de los datos se utilizó el método geométrico de los diedros rectos (*The right dihedral method*) descrito por Angelier y Mechtlar (1977) y el *software* FaultKin® versión 8 desarrollado por Rick Allmendinger <https://www.rickallmendinger.net/faultkin>. En este método, cuando una falla experimenta movimiento, el propio plano de falla y su plano auxiliar definen cuatro cuadrantes (diedros rectos) que quedarán en compresión y tensión alternadamente dependiendo de cómo sea el movimiento. Estos elementos son representados en proyección estereográfica de manera similar a como se representan los mecanismos focales de terremotos. Gráficamente se construyen los ejes P (*pressure*) y T (*tension*) contenidos en el plano de movimiento y ubicados a 45° respecto del polo del plano de falla contenido en ese mismo plano. La intersección entre los planos nodales se conoce como eje B. La distribución de los ejes P y T puede mostrar si los datos representan o no un campo de deformación uniforme, sólo cuando los ejes P y T se presentan en grupos definidos, la población de datos de fallas será el resultado de fallas homogéneas y los ejes cinemáticos tendrán un sentido geológico (Marrett and Allmendinger, 1990; Allmendinger *et al.*, 2011).

Cuando los ejes P y T se presentan en grupos definidos una distribución de Bingham puede ser aplicada utilizando el *software* FaultKin®, lo cual permite determinar la orientación y buzamiento de los ejes de deformación instantánea λ_1 , λ_2 , y λ_3 (extensión, intermedio, y acortamiento, respectivamente). Así, es posible diferenciar distintas poblaciones correspondientes a fallas con desplazamiento de rumbo (buzamiento del eje B $> 45^\circ$), fallas normales (buzamiento del eje P $> 45^\circ$) y fallas inversas (buzamiento del eje T $> 45^\circ$).

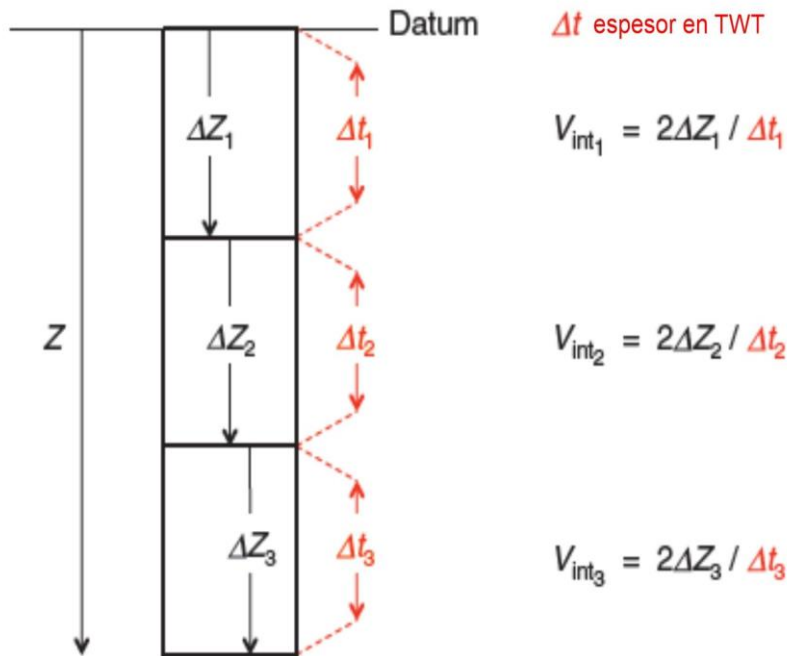
6.2.3 Construcción de secciones estructurales

La construcción de las secciones estructurales para analizar la estructuración de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, se realizó por métodos estructurales clásicos y modernos en base a información provista por imágenes satelitales (LandSat, ASTER, SENTINEL, SPOT y *Digital Globe-Google Earth*), datos estratigráficos y estructurales obtenidos en el campo, información cartográfica y geológica preexistente (Capítulos 1, 2, y 3), secciones sísmicas (capítulo 4), y datos aeromagnéticos (Capítulo 5). Con toda esta información se construyeron transectas estructurales orientadas en sentido ortogonal a las principales estructuras. Para esta tarea se utilizó el programa Andino 3d® (Cristallini *et al.*, 2019), el cual incluye diferentes herramientas de dibujo, proyección,

balanceo y modelado de la deformación, las cuales fueron convenientemente empleadas siguiendo los criterios sugeridos por Woodward *et al.*, (1989); Groshong (2006), entre otros.

6.2.3.1 Construcción de secciones estructurales a partir de perfiles sísmicos de reflexión 2d

En la gran mayoría de las transectas estructurales confeccionadas, los espesores de las distintas unidades estratigráficas surgen de puntos de control de afloramientos, ubicados sobre y en las proximidades de las trazas de las secciones. Tal como se mencionó en el capítulo 4, en la cuenca no existen pozos exploratorios, por lo que la falta de información de buzamientos de las capas y los pases formacionales en profundidad, conlleva a que algunos reflectores sísmicos se encuentren pobremente controlados. Las variaciones de espesores en sentido horizontal resultan allí donde se dispone de información sísmica, pero es necesario hacer aquí la salvedad que pueden padecer de cierto grado de imprecisión, principalmente, debido al escaso control de las leyes de velocidad sísmica, y a la metodología empleada para la conversión sísmica de TWT a profundidad (véase sección 4.2.2, capítulo 4).



$$V_{\text{avg}} = \sum 2\Delta Z / \sum \Delta t = (2\Delta Z_1 + 2\Delta Z_2 + 2\Delta Z_3) / (\Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3)$$

$$V_{\text{rms}}^2 = \sum V_{\text{int}}^2 \Delta t / \sum \Delta t = (V_{\text{int}_1}^2 \Delta t_1 + V_{\text{int}_2}^2 \Delta t_2 + V_{\text{int}_3}^2 \Delta t_3) / (\Delta t_1 + \Delta t_2 + \Delta t_3)$$

Fig. 6.1: Modelo esquemático de tres capas (*layer cake*) teórico para la definición de la velocidad de intervalo y velocidad promedio. Extraído y modificado de Herron (2011).

Una vez interpretadas las líneas sísmicas (véase Capítulo 4) se procedió a convertirlas a profundidad por medio de un método interactivo de conversión 2D que incluye el programa Andino 3d®, utilizando las velocidades interválicas para cada unidad geológica, obtenidas mediante la ecuación de Dix (1955), de acuerdo a la sección 4.2.2, capítulo 4.

La conversión a profundidad está basada en polígonos de velocidad de intervalo (Fig.6.1). Cada polígono representa una o varias unidades geológicas que comparten el mismo valor de velocidad interválica. Básicamente el *software* Andino 3d convierte cada polígono de Tiempo a Profundidad usando la propiedad de velocidad interválica y los apila consecutivamente desde el Datum de referencia de cada sección sísmica. De esta manera se asegura que no exista superposición de unidades en profundidad. El algoritmo genera una serie de pseudo-pozos a lo largo de la sección geológica en tiempo y determina las diferentes interfaces de velocidad para cada pseudo-pozo y de esta manera aplica internamente la fórmula para calcular la velocidad promedio (V_{avg}) de cada interface (Fig. 6.1) y poner de manera correcta esos puntos en profundidad.

Las velocidades interválicas fueron determinadas con un error máximo de 5%, es decir 2875 m/s para el intervalo superficie-Santa Florentina/Desencuentro; 3500 m/s para el intervalo Quebrada de Médano/Rio Mañero - tope Los Colorados; 4150 m/s para el intervalo tope Los Colorados-tope Ischigualasto; 4800 m/s para el intervalo tope Ischigualasto-tope Los Rastros; 5100 m/s para el intervalo tope Los Rastros-tope Tarjados/Talampaya; 5350 m/s tope Tarjados/Talampaya-tope Paleozoico superior; 5400 m/s para el intervalo tope Paleozoico superior - basamento; y 5500 m/s para el basamento.

6.2.3.2 Construcción de secciones estructurales a partir del modelado directo 2.75 D de anomalías magnéticas

Esta metodología fue empleada para la realización de dos secciones geológicas-estructurales en la región nororiental del área de estudio (apartado 6.3.6), donde hasta la fecha no se han adquirido perfiles sísmicos de reflexión. Las secciones modeladas fueron criteriosamente seleccionados teniendo en cuenta los constreñimientos geológicos y estructurales obtenidos en las tareas de campo, y los extraídos de mapas geológicos preexistentes.

Con objeto de investigar los rasgos estructurales en el subsuelo, la configuración y profundidad del basamento magnético, se realizaron dos modelos magnéticos directos 2.75D mediante el módulo GM-SYS (*Gravity/Magnetic System*) del *software* Oasis Montaj. Se habla de modelado 2.75 D (“dos y tres cuartos”) dimensional, cuando los bordes de las

fuentes en la dirección perpendicular al perfil se ubican a distancias distintas, o el cuerpo fuente está inclinado respecto a la dirección del perfil (Guía de usuario GM-SYS v. 4.9; Northwest Geophysical Associates, Inc. 2004). El modelado 2.75D puede proveer soluciones razonables si está soportado por datos geofísicos confiables y modelos geológicos previos. No obstante, una limitación para la construcción de modelos geológicos en general, es la carencia o escasez de datos de subsuelo que conduce a tener que extrapolarlos a partir de información medida en superficie (Blakely, 1996; Isles y Rankin; 2013; Long y Kaufmann, 2013; Hinze *et al.*, 2013; y referencias allí citadas).

El módulo GM-SYS permite tomar datos magnéticos lineales que se extraen ya sea de una grilla aeromagnética o directamente desde las líneas de vuelo, para luego incorporarlos en un modelo geológico particular. En esta tesis la elección de los perfiles se hizo sobre el mapa de anomalías magnéticas residuales (Fig. 5.9; Capítulo 5), de manera similar a lo realizado por Weidman *et al.*, (2016). Posteriormente, mediante diferentes herramientas de dibujo gráfico el módulo crea polígonos, y da al usuario la flexibilidad de cambiar el tamaño, la orientación, la profundidad y la susceptibilidad magnética de las fuentes a lo largo de la dirección perpendicular a la traza del perfil - y, + y. Las respuestas magnéticas son calculadas utilizando las expresiones matemáticas de Talwani *et al.*, (1959), y el algoritmo propuesto por Won y Bevis (1987).

El módulo GM-SYS requiere una serie de parámetros para calcular los modelos, especialmente para los datos magnéticos, en donde hay que tener en cuenta la posición geográfica global del modelo, y por consecuencia el campo magnético de la Tierra en donde se obtuvieron los datos. En este sentido, para el área de estudio se utilizó una intensidad de campo magnético de 31269,6928 nT, una inclinación de $-28,0729^\circ$ y una declinación de $-7,5585^\circ$, correspondiente a la fecha de adquisición del relevamiento aeromagnético (agosto-octubre de 1998). En cuanto a los valores de susceptibilidad magnética para las diferentes unidades geológicas, se utilizaron datos publicados en Weidman *et al.*, (2016), y Candiani *et al.*, (2011, 2022), correspondientes a mediciones *in situ* con susceptímetro portátil. Estos valores se encuentran expresados en $\times 10^{-5}$ unidades SI, y son consistentes con las determinaciones realizadas en laboratorios, compiladas en diversas tablas (*e.g.*, Telford *et al.*, 1990; Hinze *et al.*, 2013; y referencias allí citadas).

6.2.4 Retrodeformación, análisis y modelado de la estructuración

Posteriormente, y de manera complementaria a la confección de las secciones estructurales, se procedió al balanceo de las estructuras mediante técnicas de restitución y aplicación de modelos cinemáticos de interacción entre el basamento y la cobertura sedimentaria, utilizando diferentes algoritmos de modelado (e.g., Giambiagi *et al.*, 2009; Shinn, 2015; y referencias citadas en esos trabajos), disponibles en el programa Andino 3d® (Cristallini *et al.*, 2019).

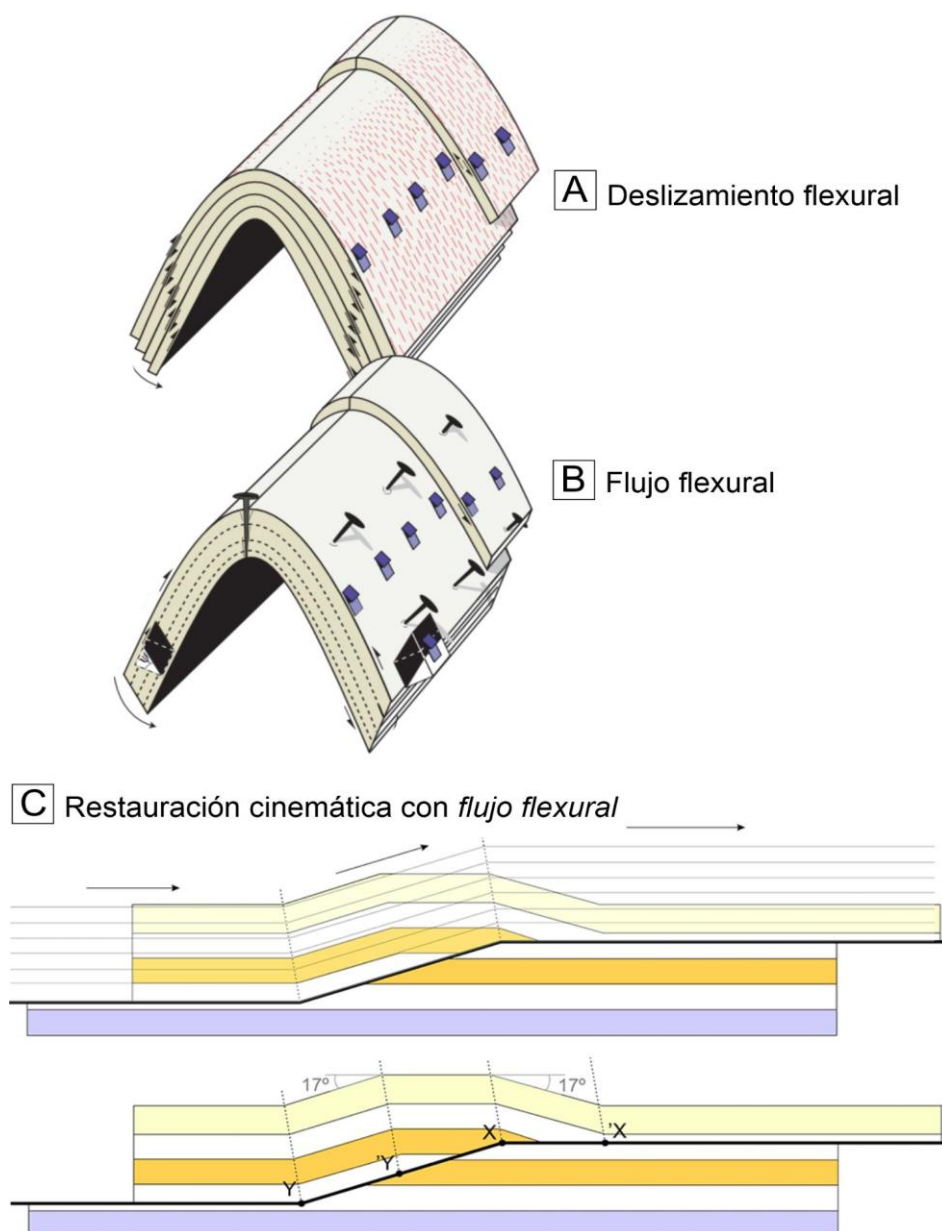


Fig. 6.2: A) Esquema del deslizamiento flexural mostrando el sentido opuesto del deslizamiento en cada limbo del pliegue, el cual decrece hacia la zona de la charnela. B) Esquema del flujo flexural donde los limbos del pliegue están siendo cizallados. Durante este proceso la deformación interna se incrementa desde la charnela hacia los limbos. Tanto en A) y B) idealmente el espesor de las capas es preservado. Extraído y modificado de Fossen 2016. C) Ejemplo esquemático de la aplicación del algoritmo de flujo flexural en la restauración de un pliegue por flexión de falla. Véase explicación detallada en el texto principal de la página siguiente. Extraído de Cristallini *et al.*, (2019). Tutoriales de ayuda de Andino 3D.

El objetivo de balancear las secciones es poder caracterizar la estructura y por ende la historia de deformación de una región. Esto se consigue por medio de la búsqueda de una solución válida, que sea por lo tanto viable a partir de su restauración al estado no deformado cumpliendo con ciertas reglas geométricas y asumiendo premisas como la conservación de longitud de capas y/o área (Dahlstrom, 1969; Elliott, 1983; Woodward *et al.*, 1989; Wilkerson y Dicken, 2001; Groshong, 2006, y referencias allí citadas). En particular para este capítulo de tesis, para la restitución estructural, se utilizó el algoritmo de longitud de línea en aquellas estructuras menores despegadas en los niveles sedimentarios, como así también el algoritmo de **deslizamiento flexural** (“*flexural slip*”, Fig. 6.2 A) para la mayoría de las estructuras de basamento. Este último algoritmo considera el deslizamiento interestratal entre los bancos y permite conservar el volumen y la longitud de los bancos del bloque colgante (Kane *et al.*, 1997), permitiendo así conservar el espesor verdadero de los bancos de las unidades del Paleozoico Superior, Triásico y Neógeno.

De forma complementaria, para probar la viabilidad de las estructuras, se emplearon modelados cinemáticos hacia adelante de la deformación (*forward modelling*), incluyendo plegamiento y fallamiento. Este procedimiento es muy útil para predecir las partes no resueltas de estructuras cuando la imagen sísmica carece de buena resolución (*e.g.*, Shaw *et al.*, 2005). El programa Andino 3d® proporciona una amplia gama de algoritmos que imitan geometrías estructurales, incluyendo algoritmos para pliegues por flexión de fallas (Suppe, 1983), y para pliegues por propagación de falla Trishear (Erslev, 1991; Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998). Entre los algoritmos utilizados para modelar pliegues por flexión de fallas, se utilizó el de deslizamiento flexural, mencionado previamente (Fig. 6.2 A), y los algoritmos de **flujo paralelo a la falla** (“*fault-parallel flow*”, Egan *et al.*, 1997), y de **cizalla inclinada** (“*inclined shear*”, Verall, 1982; Gibbs, 1983).

El algoritmo de flujo paralelo a la falla (Figs. 6.2 B-C), permite modelar el movimiento del bloque colgante cuando la mayoría de la deformación interna ocurre discretamente entre las interfaces de las capas (Fig. 6.2 B), asumiendo un flujo de las partículas del bloque colgante paralelo a la superficie de la falla. El modelo conserva el área de las capas deformadas, pero no conserva ni longitud de líneas estratales ni espesor constante de capas. Los pliegues simples sobre una rampa (Fig. 6.2 C), son simétricos y no absorben desplazamiento (el desplazamiento de entrada al pliegue, Y-‘Y, es igual que el de salida, X-‘X (Fig. 6.2 C). La geometría de un pliegue de flujo paralelo a la falla depende exclusivamente del desplazamiento y de la cizalla global introducida. Es un modelo de

rotación instantánea de limbos, por lo que el desplazamiento no controla la inclinación de los limbos.

En el algoritmo de cizalla inclinada la cizalla deja de ser paralela a las capas y empieza a tener una dirección oblicua a las mismas. Podemos imaginar al bloque colgante discretizado en porciones muy delgadas separadas por fallas, al igual que los lápices que lo ilustran en la figura 6.3. Así, al empujar al bloque colgante, éste se va a deformar siguiendo esos planos de cizalla. Este algoritmo fue concebido originalmente para fallas normales (White *et al.*, 1986; White y Yielding, 1991) y con un buen funcionamiento en ellas. Sin embargo, su uso se puede hacer extensivo a fallas inversas, y es especialmente útil para modelar bloques de basamento rotados y pliegues desarrollados a partir de fallas curvas, como así también estructuras de inversión tectónica (*e.g.*, Giambiagi *et al.*, 2009; Shinn, 2015; Groshong y Porter, 2019).

Utilizando la analogía de los lápices (Fig. 6.3), es natural entender que existe una conservación del área del bloque deformado. Por lo tanto, este modelo conserva área, pero no conserva la longitud de líneas estratales ni el espesor constante de las capas. La geometría resultante va a ser muy dependiente del ángulo elegido para la cizalla inclinada, que muchas veces es una variable desconocida. La comparación de este modelo con simulaciones análogas muestra, que al menos para fallas normales, cuando no se tienen datos de la inclinación de la cizalla, es una aproximación bastante verosímil el uso de una cizalla antitética a la falla en superficie. La geometría de un pliegue de cizalla inclinada depende del desplazamiento, del ángulo de cizalla inclinada y de la cizalla global introducida. Es un modelo de rotación instantánea de limbos, por lo que el desplazamiento no controla la inclinación de los limbos.

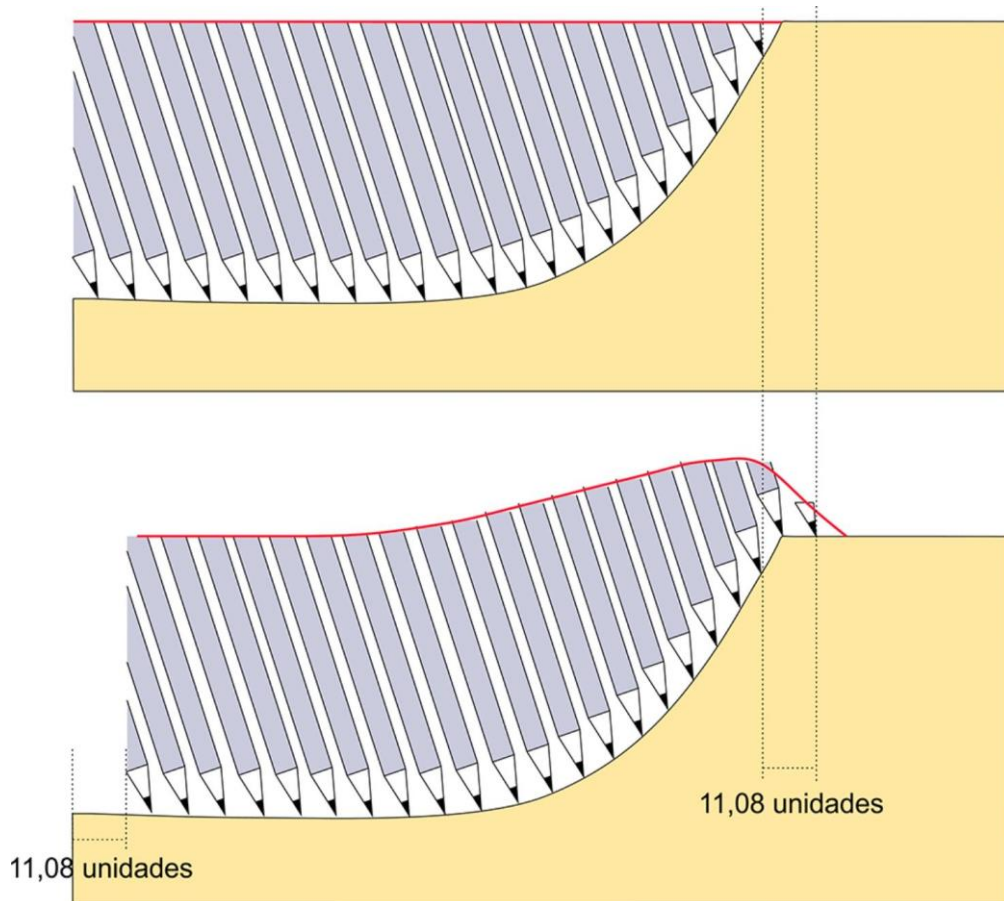
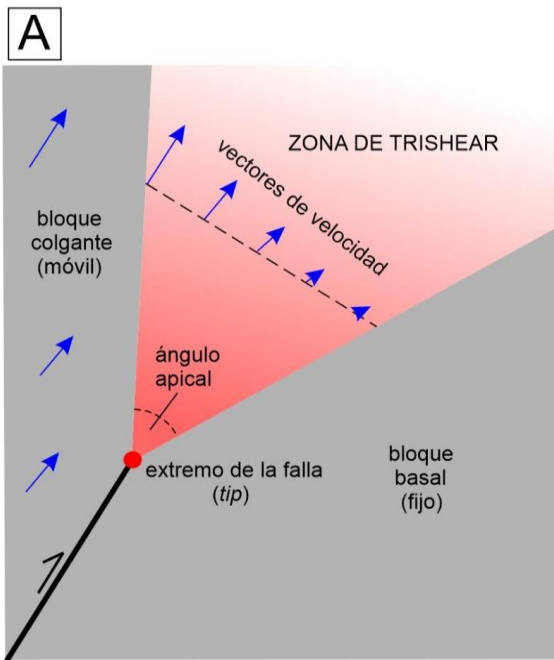


Fig. 6.3: Diagrama esquemático que ilustra la idea del modelo de cizalla inclinada con lápices. La inclinación de los lápices representa el ángulo de la cizalla inclinada, el cual condiciona la geometría del bloque colgante. Extraído de Cristallini *et al.*, (2019). Tutoriales de ayuda de Andino 3D.

El algoritmo de *Trishear* fue propuesto por Erslev (1991) y sus ecuaciones generalizadas por Zehnder y Allmendinger (2000). Se basa en ecuaciones diferenciales de conservación de áreas dentro de una zona de cizalla triangular que emana de la punta de una falla (*tip*) que se propaga hacia la superficie (Fig. 6.4 A). Por ende, durante la deformación se conserva el área, pero no se conservan ni las longitudes estratales ni el espesor constante de las capas. Las variables que controlan la geometría del pliegue son (Fig. 6.4 B): ángulo de falla, ángulo ápice de *trishear*, relación P/S (propagación/desplazamiento) y desplazamiento. Es un modelo de rotación progresiva de limbos, por lo que el desplazamiento controla la inclinación de los limbos. Los resultados generados (e.g., Fig. 6.4 B), son estructuras que tienen estratos adelgazados en los anticlinales y, que aumentan su espesor en los sinclinales adyacentes. Esta relación se observa tanto en ambientes extensionales como compresivos. Fuera del área triangular, las capas del bloque techo se deforman usando cualquiera de los algoritmos de flexión de falla antes mencionados.

Restauración cinemática con *trishear*



Donde:

P: Distancia de propagación

S: Distancia de deslizamiento

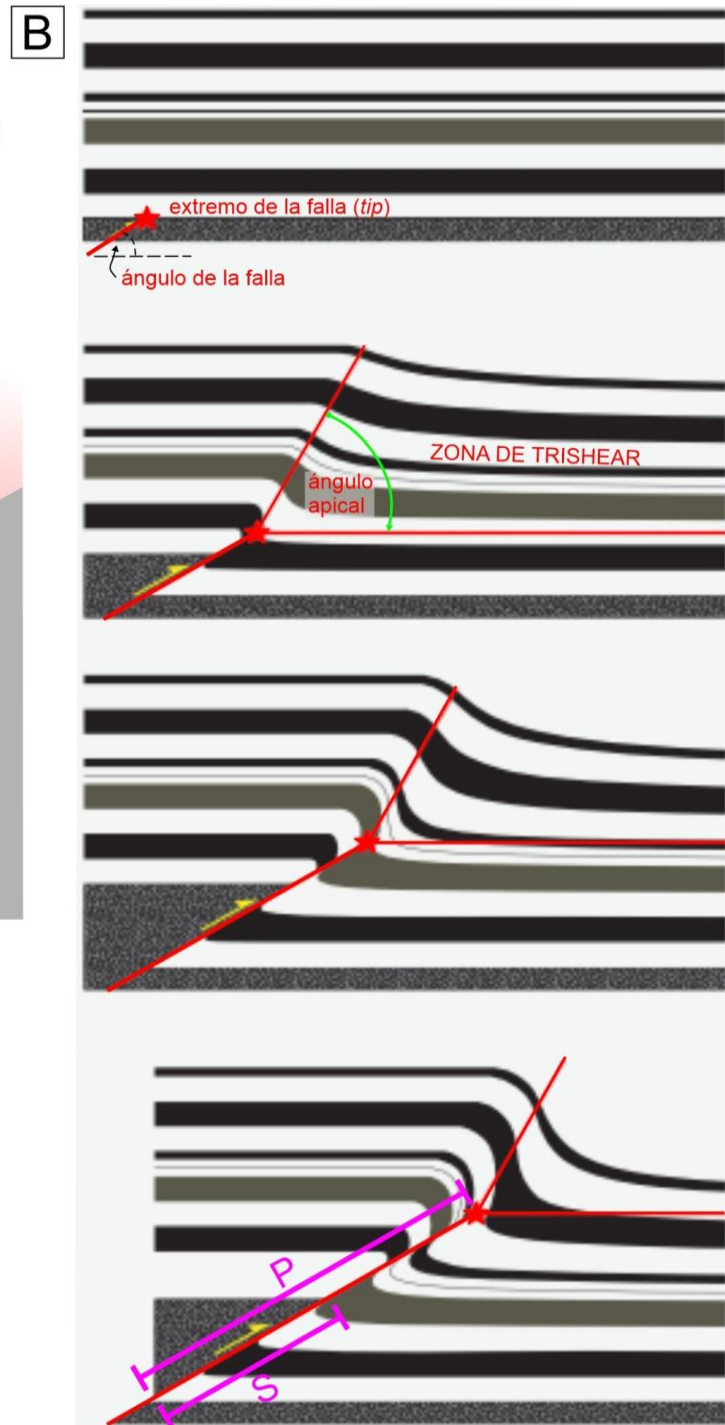


Fig. 6.4: Diagrama esquemático del modelo de cizalla triangular “trishear” (Erslev, 1991). A) Geometría básica de la cizalla triangular (*trishear*) descrita por Erslev (1991) y Hardy Ford (1997). El sombreado dentro de la zona *trishear* refleja la intensidad de la deformación. La zona *trishear* es simétrica con respecto a la falla y se mueve con respecto al bloque colgante. Hacia el tope de la zona *trishear*, los vectores de deslizamiento son iguales a los del bloque colgante: ellos son paralelos e iguales en magnitud a la falla maestra. En la base de la zona *trishear*, el deslizamiento es cero. Dentro de la zona *trishear*, los vectores deslizamiento varían linealmente en magnitud y orientación desde el tope hacia la base. B) Modelo de ejemplo esquemático de la evolución de un monoclinado generado a partir de una falla de basamento. El ápice de la zona *trishear* se localiza en el punto de terminación de falla y se encuentra fija al bloque colgante. La velocidad relativa de la zona *trishear* respecto a los bloques colgante y basal puede ser cuantificada mediante la relación propagación/deslizamiento (P/S). La propagación representa la velocidad del *tip* de la falla respecto al bloque basal, y el deslizamiento (S) representa la velocidad de avance del bloque colgante respecto al bloque basal. Este parámetro ejerce un fuerte control en las geometrías estructurales resultantes, aún más que el ángulo apical de la zona *trishear* (Allmendinger, 1998).

6.3 Análisis estructural geométrico y cinemático

6.3.1 Estructuras de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro

En el capítulo 4 se describieron brevemente las principales estructuras de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro del borde norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Figs. 6.5, y 6.6 A-B). Sin embargo, en este apartado se profundiza el estudio estructural mediante el análisis geométrico y cinemático de estructuras que se encuentran relacionadas a fallas que involucran basamento, conformando así pliegues desarrollados por encima de puntos ciegos. Sin embargo, localmente fallas inversas de piel fina, son distinguidas de acuerdo a su geometría, y a las unidades involucradas en la deformación.

A lo largo del perfil sísmico SM94-5 (Fig. 6.7 A) se reconocen cuatro grandes pliegues con rumbos NE-SO a NNE-SSO. Estos pliegues están relacionados a corrimientos y fallas inversas ciegas vergentes al SE, que se enraízan en el basamento cristalino del Proterozoico (Fig. 6.6 A). Desde el NO al SE, estas estructuras (pares de fallas y pliegues) son: el anticlinal “Anchumbil” y la falla “Montecino”, el sinclinal “Los Palacios” y el anticlinal “Las Maravillas”, ambos relacionados con la falla Felipe Varela, y el monoclinal “San Isidro” y el sinclinal frontal, ambos relacionados a la subyacente falla Ormeños (Figs. 6.5 y 6.6 A-B).

Localmente, a lo largo del perfil sísmico 07003 (Fig. 6.7 B), se reconoce el anticlinal “Las Tucumanesas”. Este pliegue presenta una geometría de plegamiento del tipo paralelo con bandas *kink* que separan los limbos y la cresta. En profundidad el origen del anticlinal está relacionado a dos corrimientos de piel fina vergentes al oeste, con geometrías escalonadas (i.e. despegue-rampa-despegue), que conforman un sistema imbricado (e.g., Shaw *et al.*, 1999).

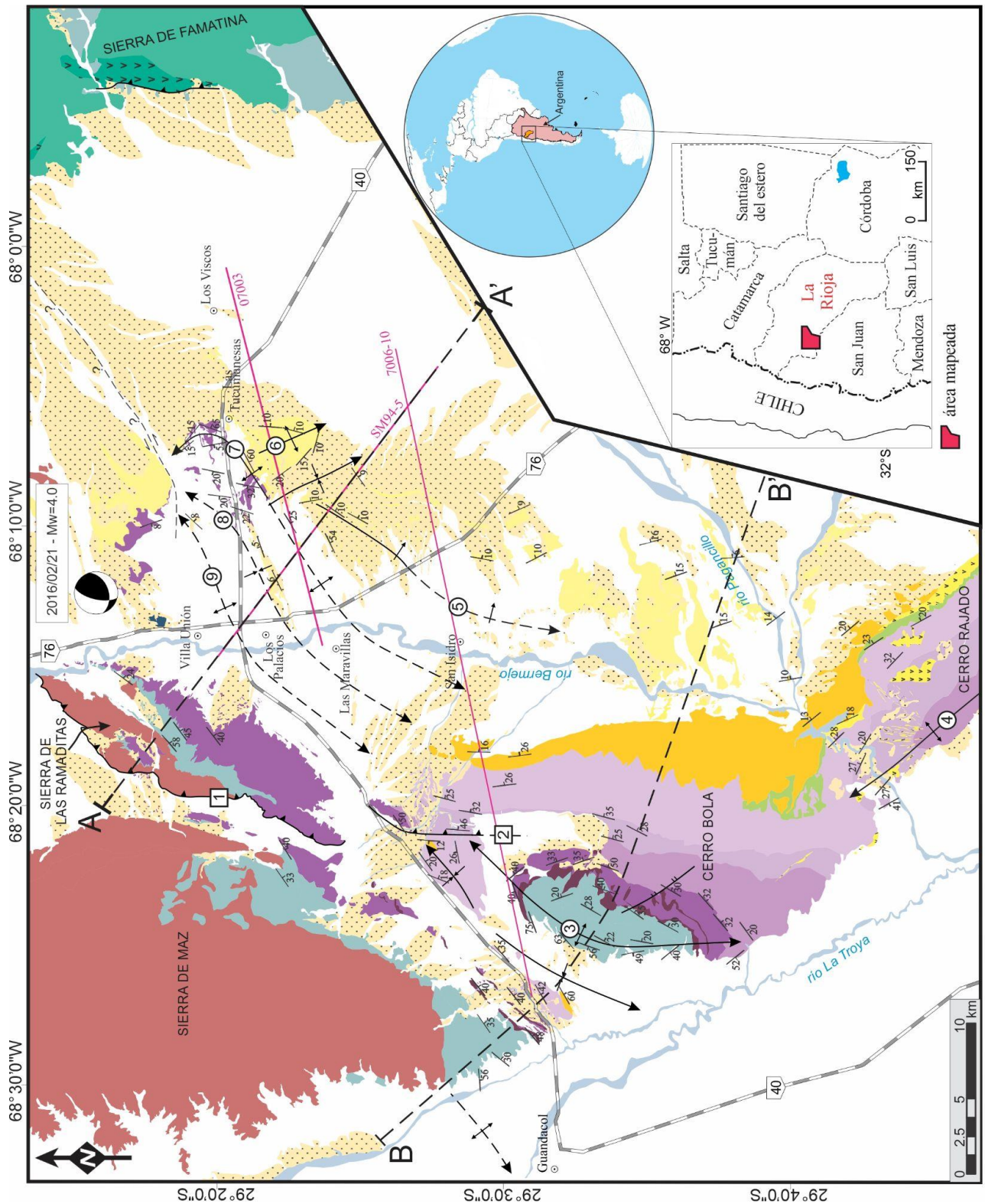
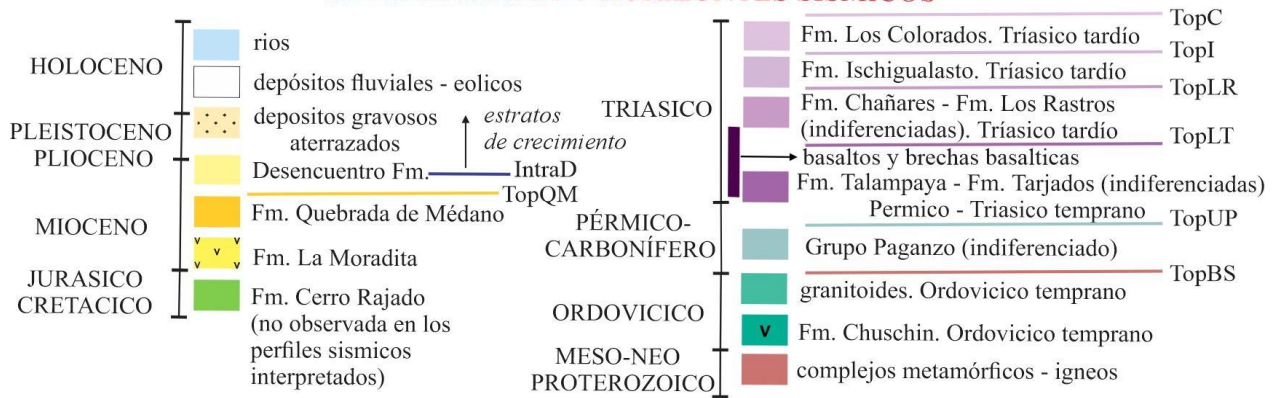


Fig. 6.5: Mapa geológico del sector norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, mostrando las estructuras principales de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión-San Isidro, y la ubicación de los perfiles sísmicos SM94-5 y 07003, que fueron interpretados en el dominio de profundidad en metros en este capítulo. Mapa basado en la compilación de antecedentes geológicos y mapas geológicos del SEGEMAR, enriquecido con datos propios de campo.

ESTRATIGRAFÍA Y HORIZONTES SISMICOS



ESTRUCTURAS



NOMBRES DE ESTRUCTURAS

FALLAS:

- 1 falla Cerro Las Lajas
- 2 falla Vallecito Oriental

PLIEGUES:

- 3 anticlinal Cerro Bola
- 4 anticlinal Cerro Rajado
- 5 monoclinal San Isidro
- 6 anticlinal Las Tucumanesas
- 7 anticlinal Las Maravillas
- 8 sinclinal Los Palacios
- 9 anticlinal Anchumbil

OTRAS CAPAS

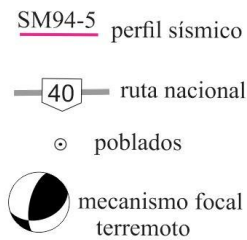


Fig. 6.5 (continuación figura de la página anterior): Referencias geológicas y cartográficas del sector norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, mostrando las estructuras principales de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión-San Isidro.

El corrimiento más profundo “F1” (Fig. 6.7B), tiene un nivel de despegue inferior en el Grupo Paganzo, el cual está conectado con un nivel despegue superior en la base de la sucesión Talampaya-Tarjados por medio de una rampa que atraviesa los rellenos del paleovalle glaciar del Grupo Paganzo (Fig. 6.7B). Por el contrario, el corrimiento más superficial “F2” (Fig. 6.7B) afecta solamente a las formaciones Chañares-Los Rastros, desarrollando una rampa a lo largo del limbo oriental del anticlinal, y un nivel de despegue superior en la cresta, para formar una suave flexura que no repercute significativamente en la geometría general del anticlinal.

6.3.1.1 Anticlinal Anchumbil

Geometría estructural:

El anticlinal Anchumbil (pliegue N ° 9; Fig. 6.5) se ubica ~ 5 km al sur de la ciudad de Villa Unión y se extiende en dirección noreste por ~ 15 km. Este pliegue, y la falla

subyacente “Montecino” (Figs. 6.6 A-B), son las estructuras más septentrionales de la faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro (Fig. 6.5).

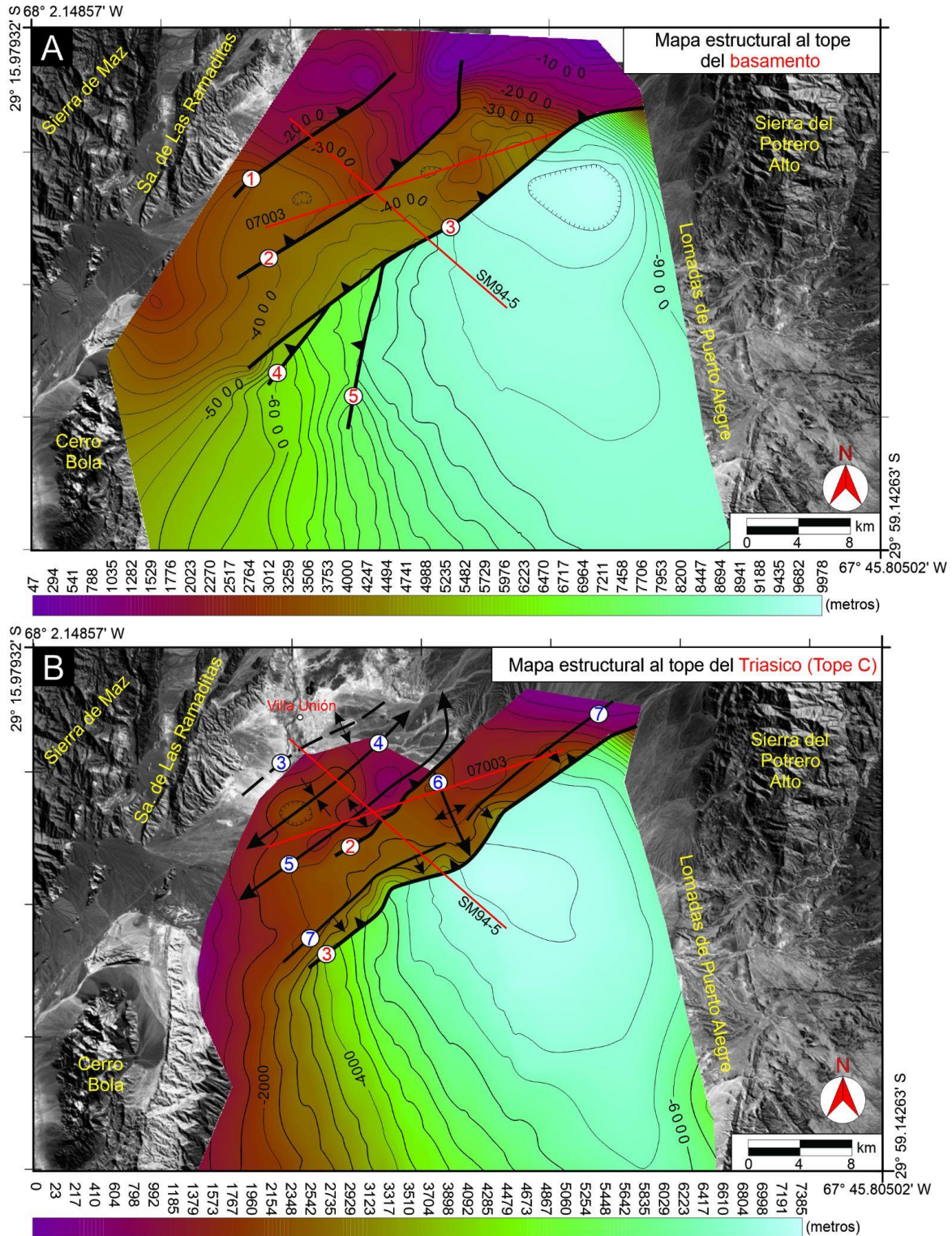


Fig. 6.6: Mapas estructurales (referidos a la superficie topográfica) al tope de: A) basamento cristalino, B) Triásico (TopC). Los círculos con números en rojo representan los principales corrimientos y fallas inversas: (1) Montecino, (2) Felipe Varela, (3) Ormeños, (4) Los Páez, (5) Picardía Bustos. Los círculos con números en azul representan los principales pliegues: (3) Anchumbil, (4) Los Palacios, (5) Las Maravillas, (6) Las Tucumanesas, y (7) San Isidro. Los mapas estructurales han sido confeccionados mediante la interpretación sísmica de veinticuatro perfiles sísmicos en TWT, y luego convertidos a profundidad utilizando las velocidades interválicas generadas a través el procesamiento NMO utilizando la relación de Dix (1955), para cada unidad geológica. Los valores de las profundidades son aproximados debido a las incertezas del método.

En superficie, la expresión topográfica del anticlinal Anchumbil es insignificante debido a que se encuentra cubierto por los depósitos aluviales modernos. Solamente afloramientos saltuarios de las formaciones Desencuentro y Talampaya en la culminación noreste cerca de la finca de Anchumbil (Fig. 6.5), proporcionan datos estructurales.

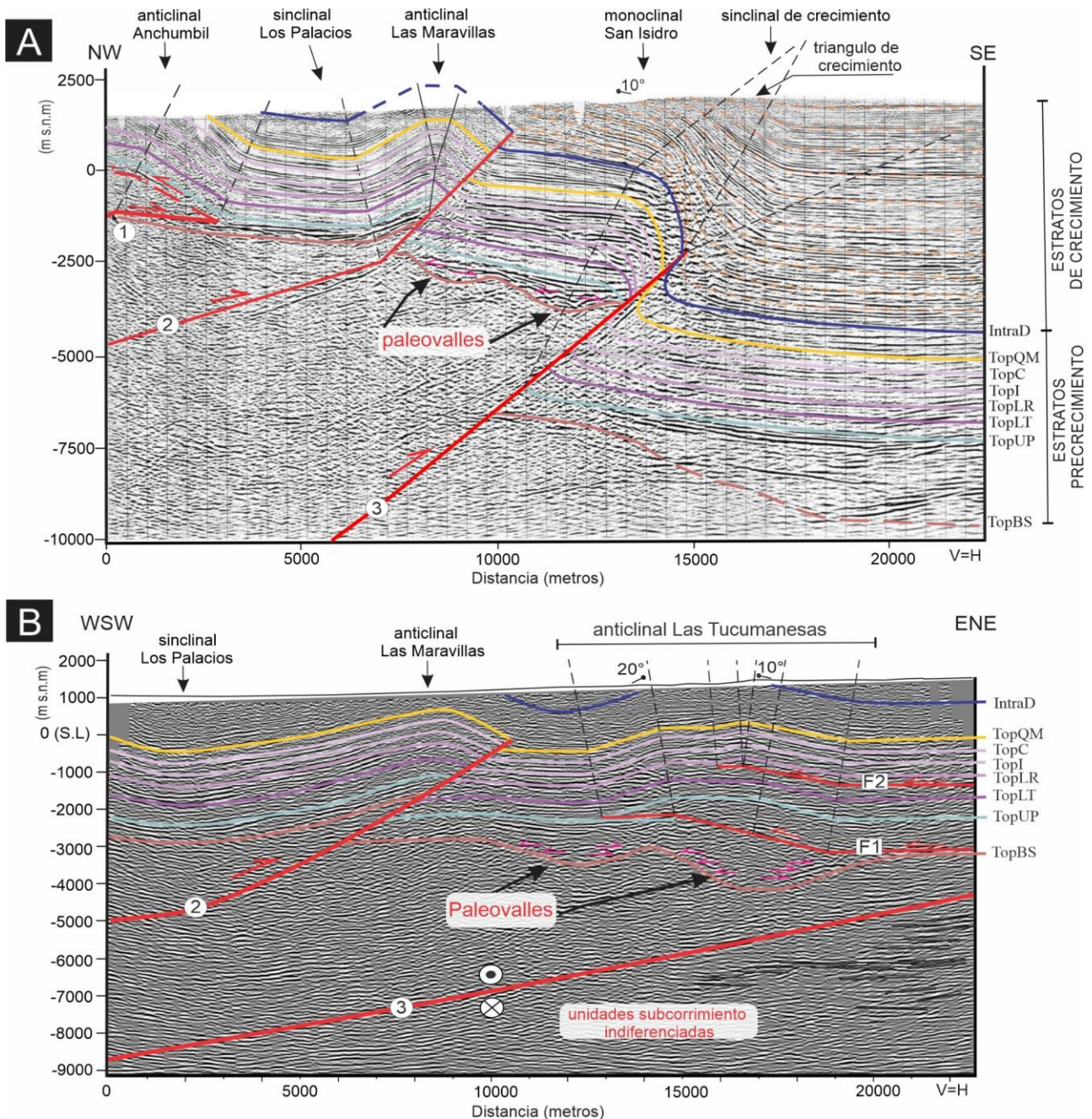


Fig. 6.7: Perfiles sísmicos interpretados convertidos a profundidad. **A)** Perfil sísmico SM94-5, mostrando los principales horizontes, reflectores y estructuras interpretadas: (1) falla Montecino, (2) falla Felipe Varela, (3) falla Ormeños, y paleovalles en “U” soterrados. Líneas discontinuas de color naranja representan los reflectores de los estratos de crecimiento. **B)** Perfil sísmico 07003, mostrando los principales horizontes, reflectores y estructuras interpretadas: (2) falla Felipe Varela, (3) falla Ormeños, (F1) falla 1, (F2) falla 2, y paleovalles en “U” soterrados. En ambas figuras, el esquema de colores de los reflectores interpretados está detallado en la Figura 6.5. Las líneas discontinuas de color negro representan las superficies axiales mapeadas, y las flechas de color magenta representan terminaciones en *onlap* de los reflectores.

La estructura del subsuelo está parcialmente constreñida por el perfil sísmico SM94-5 (Figs. 6.7 A), lo que hace que el modelado estructural sea especulativo. Desafortunadamente, no existe ningún otro perfil sísmico que ayude a interpretar la geometría y el historial de deformaciones del anticlinal. Tal como muestra el perfil sísmico SM94-5 (Figs. 6.7 A), estratos plegados e inclinados son evidentes, pero la falta de cobertura sísmica hacia el noroeste impide la visualización de la estructura general. Solamente una parte de la cresta del anticlinal y la totalidad del limbo frontal pueden ser visualizados, mientras que la geometría del limbo dorsal puede reconstruirse utilizando datos estructurales de superficie (Fig. 6.5). De esta manera, desde la Sierra de Las Ramaditas hasta la cresta del anticlinal, los buzamientos de los estratos cambian de 58° a 45° SE, desde la base del Grupo Paganzo hasta la parte superior del Triásico temprano (Fm. Talampaya), y luego adquieren buzamientos subhorizontales en el limbo dorsal. Esto sugiere que el anticlinal tiene una geometría asimétrica con un limbo frontal corto y empinado $\sim 30^\circ - 40^\circ$ SE (Figs. 6.7 A).

Teniendo en cuenta la proximidad con la Sierra de Las Ramaditas, el perfil sísmico SM94-5 (Figs. 6.7 A) sugiere que el anticlinal posee un núcleo de basamento metamórfico Proterozoico. En profundidad, el contacto entre el basamento y la cobertura se trataría de un despegue superior de la falla inversa "Montecino" (Figs. 6.7 A). Por lo tanto, el origen del anticlinal Anchumbil puede ser interpretado a partir de una cuña estructural simple (Shaw *et al.*, 2005, y referencias allí). En ese modelo estructural se infiere la presencia de un retrocorrimiento que se extiende hacia arriba desde el punto de terminación de la falla Montecino. También puede interpretarse como un anticlinal simple de rampa formado por encima de una flexión cóncava hacia abajo de la falla Montecino. La distinción y la elección entre estos dos modelos estructurales puede estar respaldada por la geometría de los estratos de crecimiento en el limbo frontal (*e.g.*, Medwedeff, 1989). Sin embargo, en la interpretación del perfil sísmico SM94-5 (Figs. 6.7 A), no se observan claramente estratos de crecimiento que están involucrados en la evolución del anticlinal Anchumbil. Por lo tanto, ambas propuestas pueden ser plausibles, siendo estas gobernadas por la teoría del plegamiento por flexión de fallas de Suppe (1983), debido a que las dos superficies axiales paralelas observadas en el perfil sísmico SM94-5 (Fig. 6.8) son exactamente la bisectriz del ángulo de buzamiento del limbo frontal (ángulo interlimbo (γ)= 75° ; Fig. 6.8). Utilizando estas mediciones, el modelo de Suppe (1983) en la figura 6.8, predice un ángulo de la rampa (θ) de 20° a partir del cambio en el buzamiento de la falla ($\phi=26^\circ$), y un ángulo de corte en el bloque colgante luego de la flexión de falla ($\beta =23^\circ$).

trasladada lejos de la superficie axial activa debido al desplazamiento de la falla. El progresivo desplazamiento de la falla ensancha la banda *kink* formada entre ambas superficies axiales, y finalmente en la etapa A2, la superficie axial inactiva observada en el perfil sísmico SM94-5 adquiere su posición actual. La magnitud final del desplazamiento de falla es ~ 2,250 m.

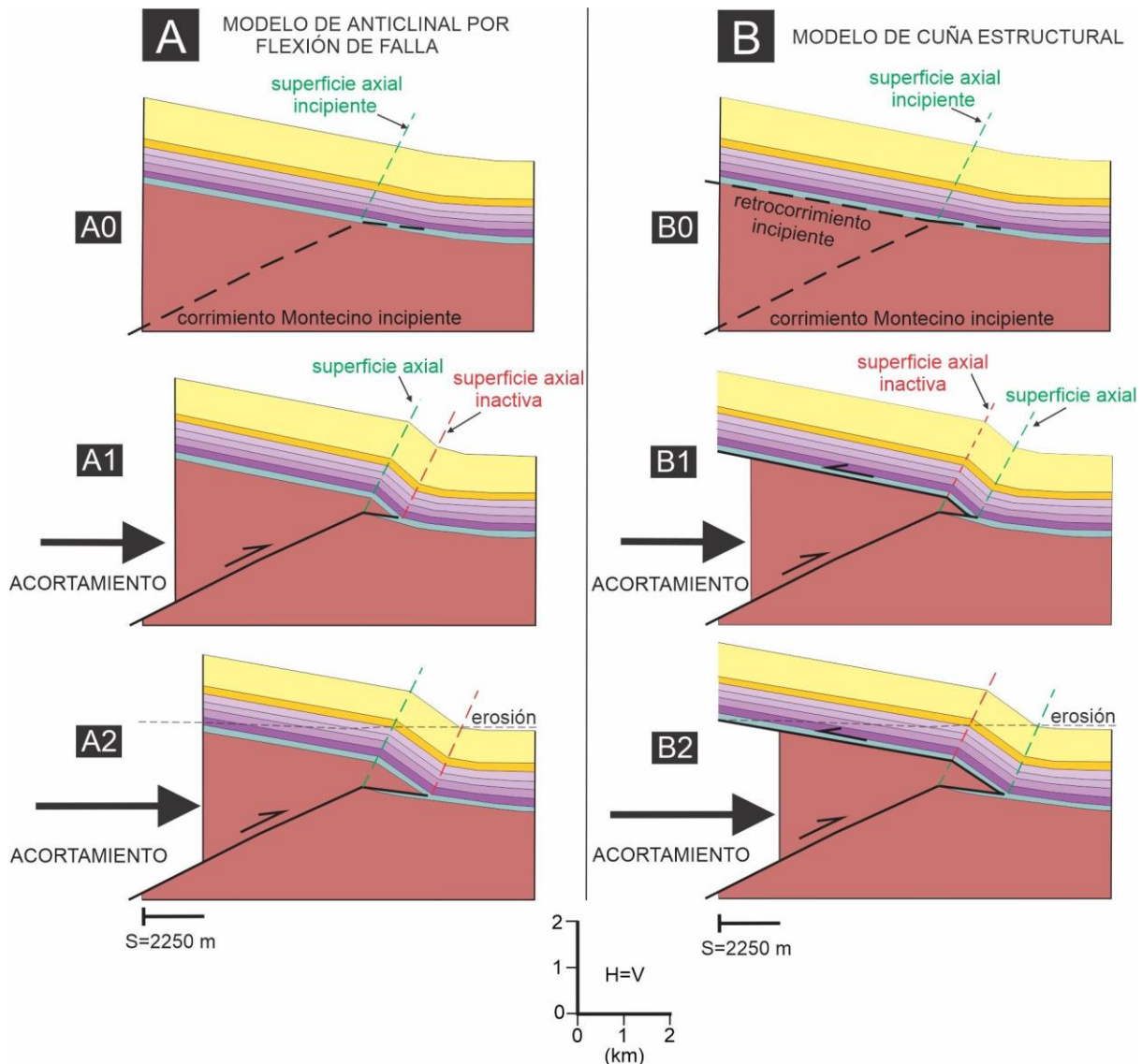


Fig. 6.9: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del anticlinal Anchumbil. Dos modelos de deformación hacia adelante (hipotéticos) fueron producidos: (A) anticlinal por flexión de falla; y (B) cuña estructural de basamento. Ambos modelos están gobernados por la teoría del plegamiento por flexión de falla de Suppe (1983).

En la figura 6.9 B, la etapa B0 muestra la versión restituida del anticlinal Anchumbil, y la incipiente cuña de basamento con una rampa inferior (falla Montecino) y una falla superior que actúa como un retrocorrimiento. A medida que el acortamiento y el desplazamiento progresa (etapa B1), la cuña de basamento se propaga a lo largo de la superficie de despegue en la base del Grupo Paganzo. Los estratos sobre la cuña experimentan plegamiento en forma de un anticlinal por flexión de falla que deforma a su

vez el retrocorrimiento. Durante esta etapa y en las sucesivas etapas de amplificación del anticlinal, dos superficies axiales activas quedan conformadas. Una de ellas conforma la superficie axial del anticlinal, mientras que la otra superficie axial se encuentra fija en el extremo de la cuña y conforma a su vez la superficie axial del sinclinal frontal al anticlinal. Por su parte, la superficie axial sobre el retrocorrimiento es inactiva. Finalmente, en la etapa B2, la banda *kink* observada en el perfil sísmico SM94-5 adquiere su posición actual. Además, los estratos sobre el retrocorrimiento se mantienen paralelos.

6.3.1.2 Anticlinal Las Maravillas y sinclinal Los Palacios

Geometrías estructurales:

El perfil sísmico SM94-5 (Fig. 6.7 A) muestra el par de pliegue-falla correspondiente al anticlinal “Las Maravillas”, y la subyacente falla inversa “Felipe Varela”. A su vez, sobre el bloque colgante de esta falla, se encuentra conformado el sinclinal “Los Palacios” (Figs. 6.5 y 6.6 A-B). La geometría de estas estructuras está principalmente constreñida mediante control sísmico debido a que se encuentran casi en su totalidad cubiertas por sedimentos cuaternarios.

El anticlinal Las Maravillas (pliegue N° 7; Fig. 6.5), presenta en su segmento central una longitud de onda de ~4 km, y posee una tendencia estructural similar al anticlinal Anchumbil, extendiéndose por unos 18 km desde unos pocos kilómetros al sur del pueblo de Las Maravillas hasta el Puesto Las Tucumanesas ubicado hacia el noreste (Fig. 6.5). En su terminación nororiental el anticlinal presenta una marcada curvatura de su eje, perdiendo además su expresión topográfica por la posible presencia de una zona de transferencia con rumbo SO-NE (Fig. 6.5). Por lo contrario, la terminación suroccidental se encuentra unos pocos kilómetros al oeste del río Bermejo (Fig. 6.5). Allí, un abrupto cambio en su dirección de flujo del río es resaltado por un marcado cambio en su sinuosidad, sugiriendo un control tectónico activo dado por el anticlinal en la llanura fluvial del río Bermejo.

Desde el punto de vista topográfico, parte del limbo frontal está expresado como una lomada de bajo relieve que gradualmente desaparece hacia el sudoeste cerca del pueblo de Las Maravillas (Fig. 6.5). A lo largo de esta lomada, las rocas de grano fino de la Formación Desencuentro están parcialmente expuestas. Sin embargo, hacia el noreste en el segmento curvo del anticlinal, gradualmente se encuentran expuestos los estratos rojizos de la Formación Talampaya (Fig. 6.10). Este cambio en el nivel de exposiciones de afloramientos está vinculado al incremento del relieve estructural hacia el noreste generado

por el aumento de rechazo vertical de la falla Felipe Varela (Fig. 6.6 B), posiblemente en respuesta a un aumento del acortamiento producido por la falla.

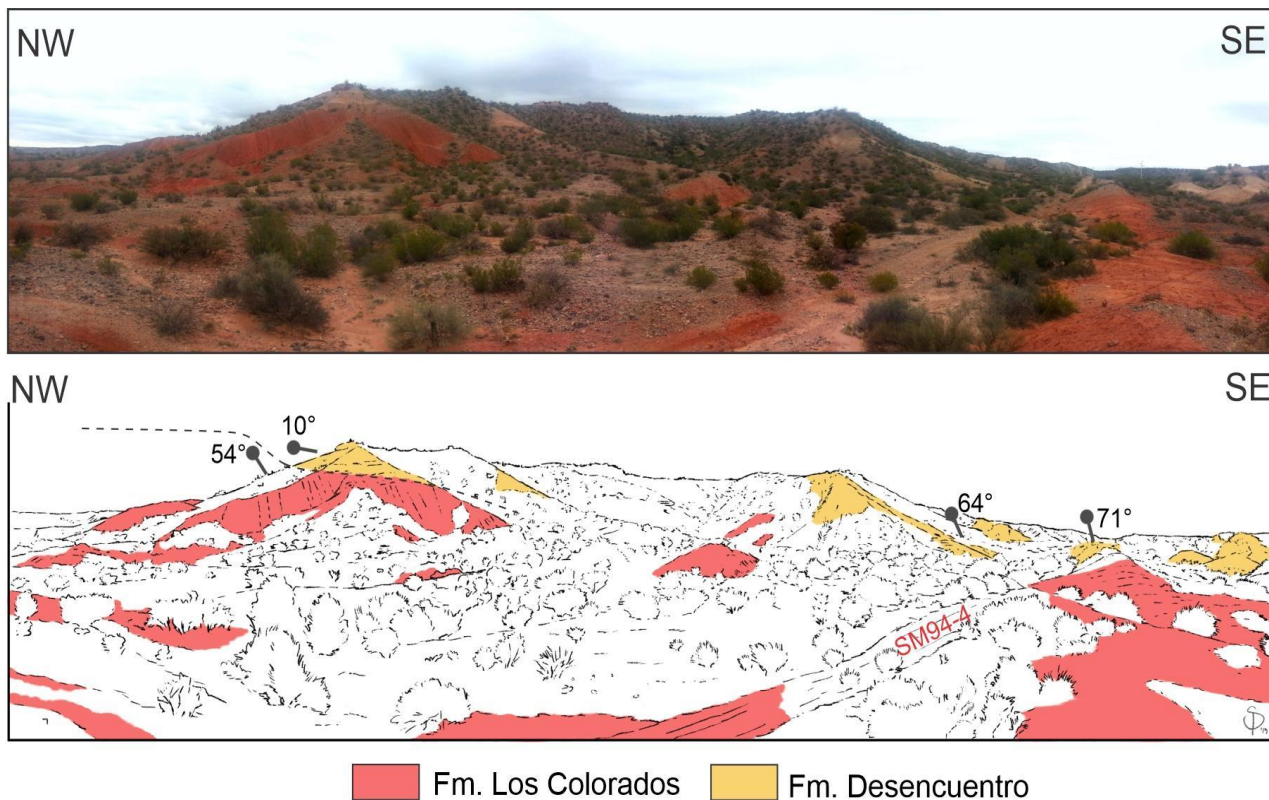


Fig. 6.10: Fotografía e interpretación (abajo), de los afloramientos de la Formación Talampaya recubiertos por estratos de crecimientos neógenos (Fm. Desencuentro) sobre el anticlinal Las Maravillas sobre la traza del perfil sísmico SM94-4 a la vera de la Ruta Nacional N° 40.

Los datos estructurales de superficie y la interpretación del perfil sísmico SM94-5 (Fig. 6.7 A) permiten establecer que el anticlinal Las Maravillas presenta una cresta redondeada que separa un limbo frontal con buzamientos que varían a lo largo del rumbo del anticlinal entre los 30° SE a 90°, mientras que el buzamiento del limbo dorsal varía entre 30°-10° NO. De esta manera, el anticlinal Las Maravillas es asimétrico y con vergencia al sudoeste.

Teniendo en cuenta las características geométricas antes mencionadas, además de las truncaciones de los reflectores provocadas por la falla Felipe Varela, resulta evidente que el anticlinal ha sido transportado pasivamente por dicha falla. Esta geometría estructural es consistente con el modelo de plegamiento por propagación de falla, el cual exhibe un patrón de transporte de limbo frontal (*forelimb breakthrough pattern*; Suppe y Medwedeff, 1990). De acuerdo a los buzamientos de limbo frontal ($\delta_f = 43^\circ$) y del limbo dorsal ($\delta_b = 29^\circ$) estimados en el perfil sísmico SM94-5, el anticlinal es consistente con el modelo de plegamiento por propagación de falla con espesor de limbo constante (Suppe y Medwedeff, 1990), con un cambio en el ángulo de la falla Felipe Varela (ϕ) de 26° y un

ángulo inicial de corte de 20° (Fig. 6.11 A). Estos valores permiten completar la interpretación mediante la predicción de los ángulos frontales, bisectrices a los ángulos interlimbos ($\gamma=72^\circ$ y $\gamma^*=57^\circ$) y un ángulo de corte (θ_2) de 52° (Fig. 6.11 B).

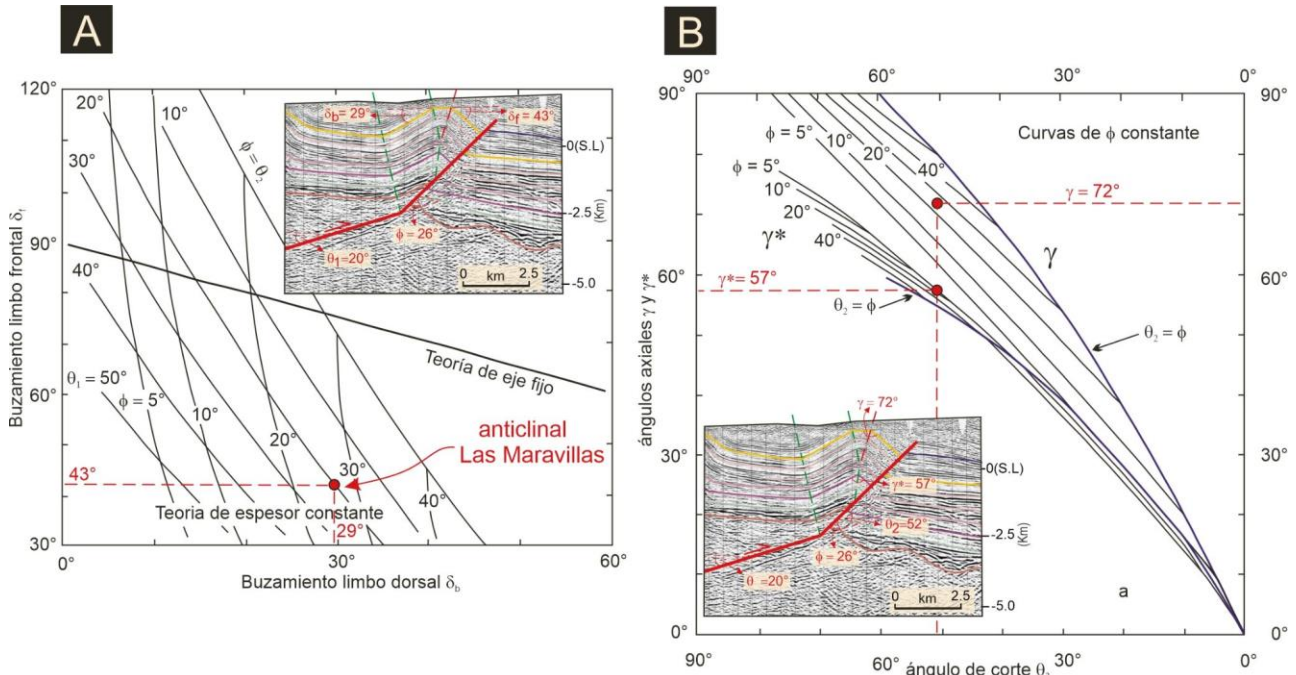


Fig. 6.11: A) Gráfico de las relaciones generales entre el buzamiento del limbo dorsal δ_b y el buzamiento del limbo frontal δ_f para pliegues por propagación de fallas de eje fijo y espesor constante. Adaptado y modificado de Suppe y Medwedeff (1990). El anticlinal Las Maravillas se encuentra en el dominio compatible con el espesor constante. **B)** Relación entre el ángulo de corte θ_2 y los ángulos axiales γ y γ^* para pliegues por propagación de fallas de espesor constante, utilizado para modelar el anticlinal Las Maravillas. Adaptado y modificado de Suppe y Medwedeff (1990).

En cuanto a las unidades involucradas en la deformación, el perfil sísmico SM94-5 (Fig. 6.7 A), muestra que casi la totalidad de los afloramientos de los limbos son secuencias de estratos precrecimiento. Sin embargo, en la parte distal del limbo frontal el horizonte que separa los estratos precrecimiento y los de crecimiento (horizonte Intra D) se encuentra plegado. Esto sugiere que la conformación estructural del anticlinal Las Maravillas comenzó algún tiempo después al desarrollo del monoclinal San Isidro. En superficie, evidencias de estratos de crecimientos son observadas en el segmento curvo nororiental anticlinal, en las inmediaciones del puesto Las Tucumanesas sobre la ruta Nacional N°40 (Fig. 6.10). A lo largo de este sector, el limbo frontal del anticlinal Las Maravillas muestra rotación desde los $\sim 30^\circ$ NE-E a $\sim 70^\circ$ - 90° NE-E en los estratos rojizos de la Formación Talampaya, los cuales yacen por debajo de una discordancia angular con los estratos de la Formación Desencuentro (Fig. 6.10). Esta última unidad exhibe buzamientos de $\sim 10^\circ$ E en los estratos que se acuñan o adelgazan hacia la cresta del anticlinal, mientras que hacia el este y en profundidad aumentan en espesor e inclinación. Esta configuración estratal abanicada o en cuña, pone en evidencia la presencia de estratos de crecimiento dispuestos en *overlap*

sobre la cresta del anticlinal (e.g., Burbank y Vergés, 1994). De esta forma, la secuencia de estratos de crecimiento forma un sinclinal de crecimiento apretado en el bloque yacente de la falla Felipe Varela.

De manera similar al limbo frontal, el limbo dorsal del anticlinal Las Maravillas se encuentra expresado en superficie por una lomada alineada por unos 9 km desde la Ruta Nacional 40 hacia el pueblo de Los Palacios (Fig. 6.5). Esta lomada expone la Formación Desencuentro, la cual se encuentra parcialmente cubierta por los depósitos conglomerádicos del Pleistoceno-Cuaternario. Hacia el noroeste de la lomada, el limbo dorsal adopta una forma cóncava hacia arriba, formando así el sinclinal “Los Palacios” (Figs. 6.6 B y 6.7 A-B). Mediante la interpolación entre reflectores plegados a lo largo de perfiles sísmicos paralelos a subparalelos, se deduce que el sinclinal se extiende hacia el noreste desde unos pocos kilómetros al oeste de Los Palacios hasta las inmediaciones de la Finca de Anchumbil (Fig. 6.5). Además, presenta una geometría tipo en “caja” que gradualmente se estrecha hacia el noreste, posiblemente en respuesta al aumento del acortamiento producido por la falla Montecino durante la conformación del anticlinal Anchumbil (Figs. 6.6 B).

El sinclinal Los Palacios en el perfil sísmico SM94-5 (Fig. 6.7 A), muestra una zona de charnela curva y una superficie axial que inclina hacia el sudeste en las unidades precrecimiento. Esta superficie axial se encuentra fija a la flexión cóncava hacia arriba interpretada en la falla Felipe Varela (Fig. 6.7 A). Por lo tanto, esta superficie axial es interpretada como una superficie axial activa (cf. Suppe, 1983). De esta manera, el sinclinal Los Palacios puede ser interpretado con un sinclinal de flexión de falla de bloque colgante (Fig. 6.12), producido por un incremento del buzamiento de la falla Felipe Varela. Siguiendo las relaciones geométricas de Suppe (1983), el ángulo interlimbo (γ) es 74° y el ángulo inicial de corte de la falla (Θ) es 20° (Fig. 6.12). Utilizando estos valores, el cambio en el buzamiento de la falla (φ) y el ángulo de corte del bloque colgante posteriormente a la flexión de la falla (β), pueden ser definidos en 26° y 17° , respectivamente (Fig. 6.12)

se determinó, que la falla Felipe Varela posee un mecanismo de fallamiento predominantemente inverso con una componente de rumbo sinistral menor a lo largo de un plano de azimut N245° e inclinación 42°NO, cuyo eje de acortamiento (λ_3) se dispone horizontal según el azimut N141° (Fig. 6.13). Estos datos son consistentes con la disminución gradual del rechazo vertical de la falla hacia el sudoeste, determinada mediante la interpretación sísmica.

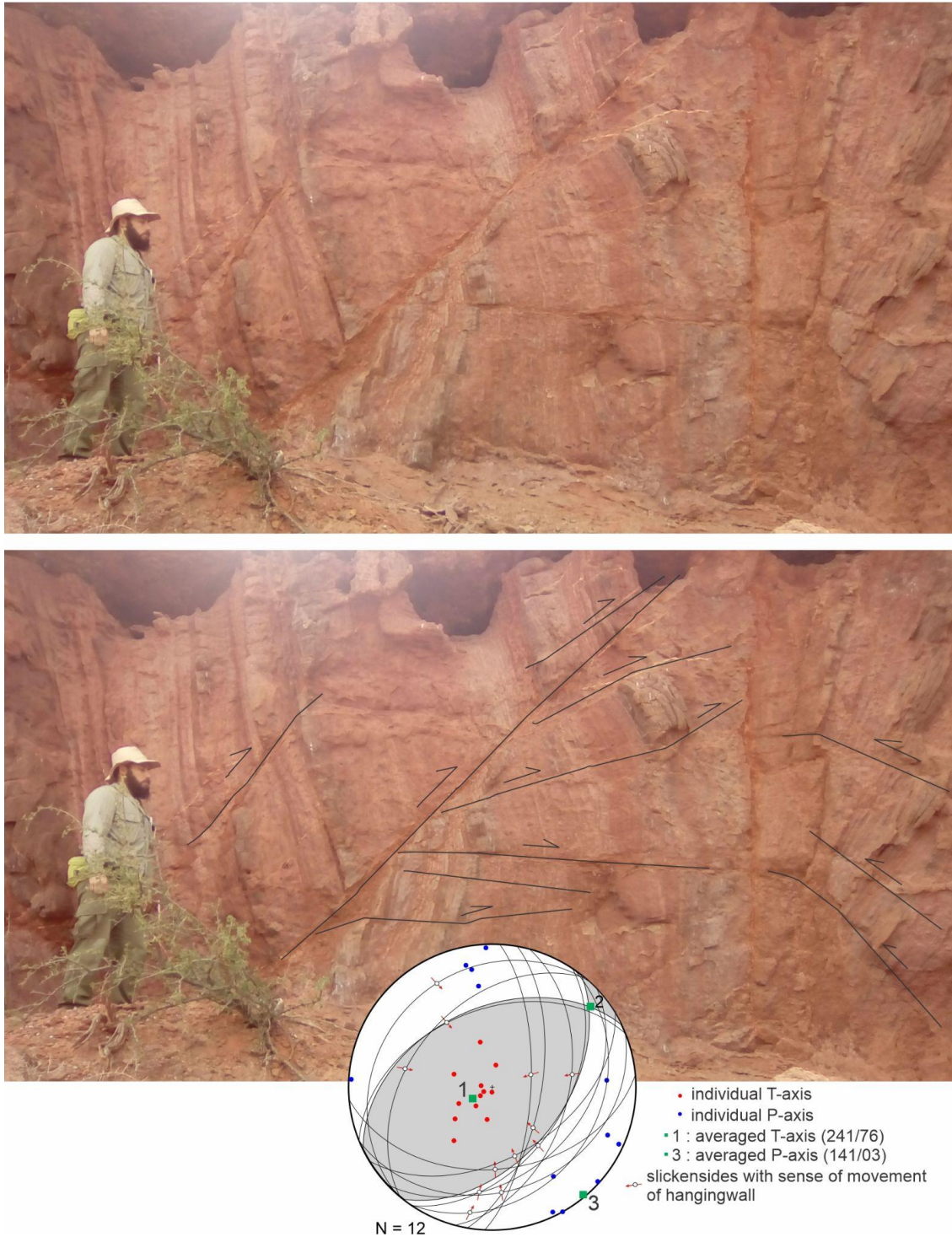


Fig. 6.13: Afloramiento de la Formación Talampaya afectado por numerosas fallas menores en la Loma del Panal, que permitieron determinar el eje de acortamiento asociado a la falla Felipe Varela.

De acuerdo a las geometrías estructurales descritas anteriormente, se propone un modelo cinemático que combina plegamiento por propagación de falla, plegamiento por flexión de falla y transporte del anticlinal producido por la propagación de un punto ciego a través del limbo frontal (e.g., Suppe y Medwedeff, 1990; Mitra, 1990; Allmendinger, 1998).

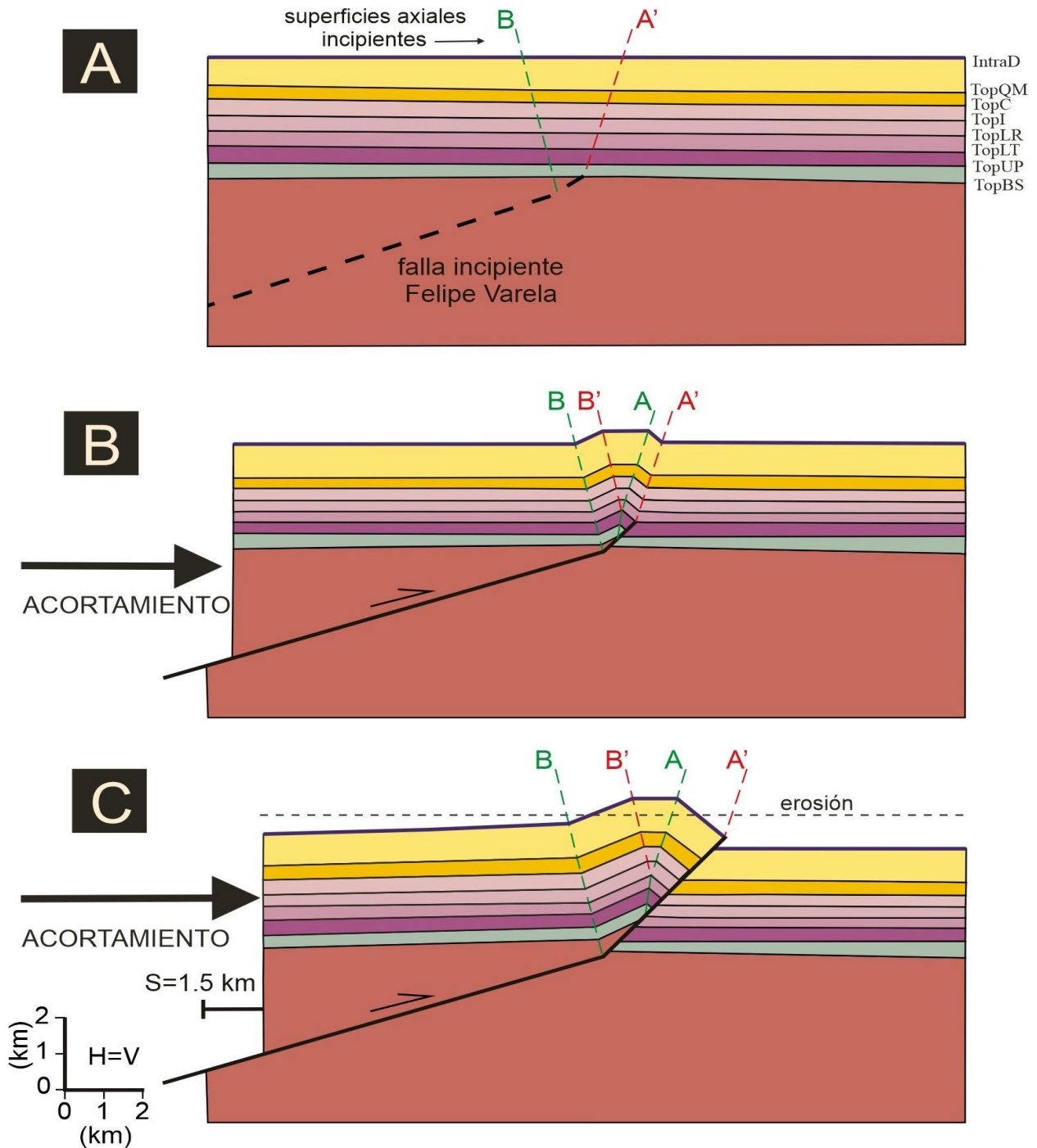


Fig. 6.14: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del anticlinal “Las Maravillas” y del sinclinal de bloque colgante “Los Palacios”. Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado utilizando el modelo cinemático de plegamiento por propagación de falla con espesor constante de Suppe y Medwedeff (1990). Las superficies axiales activas corresponden a las líneas de color verde (A, y B), mientras que las superficies axiales inactivas o pasivas corresponden a las líneas de color rojo (A', y B').

La figura 6.14 ilustra el desarrollo cinemático del anticlinal Las Maravillas y el sinclinal Los Palacios. La figura 6.14 A muestra la versión restituida de ambas estructuras al tope de los estratos neógenos precrecimiento. En esta etapa, el extremo o punto de terminación de la incipiente falla Felipe Varela se encuentra cerca del contacto basamento-cobertura sedimentaria en ~2500 m bajo el nivel del mar.

En la etapa inicial de la deformación (Fig. 6.14 B), a medida que el anticlinal Las Maravillas se amplifica, el movimiento de bloque colgante sobre la flexión cóncava hacia arriba de la falla Felipe Varela, asociada a una superficie axial activa B, provoca que el sinclinal Los Palacios adquiera su configuración inicial siguiendo las relaciones geométricas de Suppe (1983). A medida que las rocas o estratos pasan por la superficie axial activa B debido a la transferencia de acortamiento por encima de un punto ciego de la falla Felipe Varela, las rocas o estratos son plegados gradualmente para formar el limbo frontal del anticlinal Las Maravillas.

Finalmente, luego de sucesivas reactivaciones de la falla Felipe Varela a través del limbo frontal (Fig. 6.14 C), el anticlinal Las Maravillas adquiere su configuración final de un anticlinal por propagación de falla transportado (*cf.* Suppe y Medwedeff, 1990; Mitra, 1990). El desplazamiento total de la falla Felipe Varela es de ~1500 m, el cual representa la distancia entre las superficies axiales activas A y B.

6.3.1.3 Monoclinal San Isidro y su sinclinal de crecimiento frontal

Geometrías estructurales:

El monoclinal San Isidro (pliegue N° 5, Fig. 6.5), se encuentra ubicado en el bloque colgante de la falla inversa Ormeños. En la dirección NO-SE, de acuerdo al perfil sísmico SM94-5 (Fig. 6.7 A), y a los mapas estructurales de la figura 6.6, el monoclinal San Isidro representa la estructura más austral del tren de pliegues compuesto por el anticlinal Anchumbil, el sinclinal Los Palacios y el anticlinal Las Maravillas.

De acuerdo al trabajo de campo y a la interpretación sísmica, el monoclinal San Isidro es una estructura vergente al sudeste, con un eje de rumbo NE-SO que se extiende por ~28 km desde el poblado de San Isidro al puesto de Los Viscos (Fig. 6.5). En superficie, su expresión topográfica está representada por unas lomadas o cerrilladas cuya máxima elevación regional (~ 1370 msnm) coincide con la cresta del monoclinal. En la vista en mapa (Fig. 6.5) la región central interfiere con el anticlinal “Las Tucumanesas” (Figs. 6.5, 6.6, y 6.7, ver más detalles en el apartado 6.3.1.4), formando entre ambas estructuras un sinclinal,

que, en el conjunto de pliegues, es similar a una estructura replegada tipo II (c.f. Ramsay, 1967).

Los perfiles sísmicos SM-94-5 y 07003 (Fig. 6.7), ilustran las características estructurales geométricas de la falla Ormeños y el monoclinal San Isidro. En profundidad, la presencia de la falla Ormeño está bien representada por reflexiones de plano de falla en el basamento, y la presencia de secuencias por debajo del bloque de basamento, recuerda a las típicas estructuras de piel gruesa o pliegues forzados del centro y sur de las montañas Rocallosas del oeste de los Estados Unidos de América (e.g., Mitra y Mount, 1998). La geometría del monoclinal San Isidro en el bloque colgante de la falla Ormeños, es también constreñida por datos de rumbo y buzamiento en los estratos de la Formación Desencuentro (Fig. 6.5). Estos datos ponen en evidencia un relieve subhorizontal que inclina entre 5° a 15° al sudeste, que progresivamente se verticaliza a ~ 60-70° en el limbo frontal, y luego vuelve a horizontalizarse a ~ 5-0°, delineando así un sinclinal en posición frontal con respecto al monoclinal San Isidro (Figs. 6.5 y 6.7 A). En el sinclinal, secuencias de estratos precrecimiento y de crecimiento neógenos son reconocidos (Fig. 6.7 A). Por debajo del horizonte IntraD (Fig. 6.7 A), las unidades subyacentes muestran espesores constantes y son consideradas como estratos precrecimientos. Por lo contrario, los estratos de crecimientos muestran un patrón abanicado de reflectores que se adelgazan y disminuyen sus buzamientos hacia la cresta del monoclinal San Isidro. Esta configuración de estratos con recubrimiento de los estratos precrecimiento en la cresta del monoclinal (*overlap*) y divergencia de estratos en profundidad, contrasta marcadamente con los triángulos de crecimiento predichos en las teorías de plegamiento de espesor constante y/o de eje fijo (e.g., Suppe *et al.*, 1992). Estos estratos de crecimientos son un registro clave en la historia cinemática del monoclinal San Isidro y su sinclinal de crecimiento frontal, los cuales son consistentes con el plegamiento *Trishear* (e.g., Erslev, 1991, Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998).

Finalmente, hacia el sudoeste, desde las inmediaciones de la ruta Nacional N°76, y hacia el río Bermejo (Fig. 6.5), el rumbo de la estratificación antes mencionado, comienza a rotar hasta adquirir rumbos generales N-S, con buzamientos entre 15° a 5° E - ESE, reflejando así, el relieve sigmoidal observado con facilidad en las imágenes satelitales. Esta rotación de la estratificación según eje horizontal, está vinculada a la estructuración del limbo dorsal del anticlinal Cerro Bola (Fig. 6.5), como así también a dos ramificaciones divergentes (“*divergent splays*”; c.f. McClay, 1992), en el extremo suroccidental de la falla

Ormeños. Estas ramificaciones (“Picardía Bustos” y “Los Páez”), afectan el bloque yacente de la falla Ormeños (Fig. 6.6 A).

Modelo cinemático:

Las características estructurales antes mencionadas, permiten proponer un modelo cinemático de plegamiento *Trishear* con deformación de cobertura sedimentaria por encima de un basamento rígido (Fig. 6.15). Además, este modelo permite predecir la geometría del limbo frontal en los estratos precrecimiento, la cual no es evidente en el perfil sísmico SM94-5, debido a una baja relación señal-ruido, posiblemente vinculada a la complejidad estructural en el núcleo del monoclinial.

De acuerdo a las características de los estratos de crecimiento, la amplificación del monoclinial San Isidro es consistente con el mecanismo de migración de charnela más rotación de limbo frontal, en condiciones de tasa de sedimentación mucho más elevada que la tasa de crecimiento del monoclinial (Poblet, 2012; y referencias allí citadas).

El modelo cinemático propuesto (Fig. 6.15), muestra que la falla inversa Ormeños, con un buzamiento de 44° NO ha transmitido acortamiento desde un punto en el basamento situado aproximadamente a 6500 metros por debajo del nivel del mar. La propagación de la falla hacia la superficie generó el monoclinial San Isidro y su sinclinal de crecimiento frontal mediante una zona de cizalla triangular con un ángulo apical de 37° , un p/s de 1,3, y un desplazamiento total de la falla de ~ 5265 m. El acortamiento total para el modelo cinemático es de 1720 m, el cual podría representar un valor mínimo debido a posibles desplazamientos laterales de la falla Ormeño. El modelo cinemático inicia con la figura 6.15 A, la cual ilustra la etapa pre-acortamiento, previa a la deformación compresional y sedimentación sinorogénica Andina mio-pleistocena. Durante esta etapa la versión restituida del monoclinial San Isidro muestra que la cobertura sedimentaria y el basamento presenta un basculamiento de $\sim 5^\circ$ SE (Fig. 6.15 A). De acuerdo a los mapas estructurales de la figura 6.6, el basculamiento refleja parte del borde oriental (borde pasivo o rampa) del hemigraben Permo-Triásico.

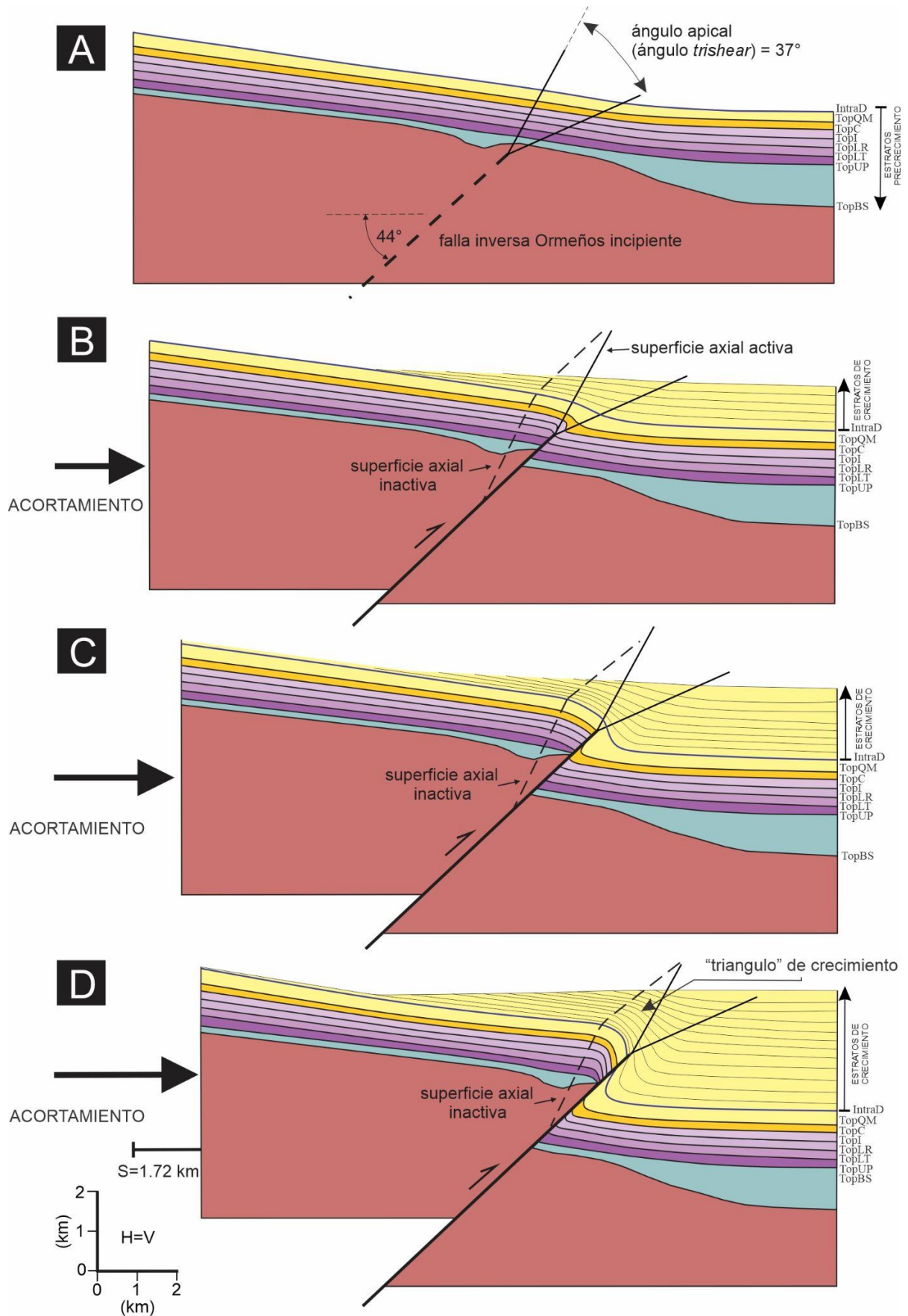


Fig. 6.15: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del monocinal San Isidro y su sinclinal de crecimiento frontal. Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado utilizando el modelo cinemático Trishear (Erslev, 1991).

El comienzo de la deformación es ilustrado en la figura 6.15 B, en la cual es posible observar que el basamento del bloque colgante de la falla Ormeños ha comenzado a penetrar la cobertura sedimentaria, al mismo tiempo que los estratos de crecimiento recubren la cresta del monoclinal San Isidro. A medida que la deformación progresa (Fig. 6.15 C), el monoclinal se amplifica de acuerdo a los mecanismos de plegamiento nombrados anteriormente; y más estratos de crecimiento gradualmente dan forma al sinclinal de crecimiento frontal. Siguiendo la terminología del plegamiento de crecimiento de Allmendinger (1998), superficies axiales activas e inactivas son reconocidas durante la evolución cinemática (Figs. 6.15 B-C). Finalmente, en la última etapa del modelo cinemático (Fig. 6.15 D), el punto de terminación de la falla Ormeños alcanzó la parte inferior de los estratos de crecimiento, y el sinclinal de crecimiento frontal se desarrolló completamente. En esta última etapa, la superficie axial activa corresponde al límite de la zona *trishear* del bloque colgante, mientras que la superficie axial inactiva inclina $\sim 38^\circ$ y $\sim 70^\circ$ al noroeste en los estratos de crecimiento y pre crecimiento respectivamente. La superficie axial inactiva en los estratos de crecimiento converge hacia arriba con la superficie axial activa, definiendo el equivalente a un triángulo de crecimiento de pliegues paralelos (Figs. 6.7 A, y 6.15 D).

6.3.1.4 Anticlinal Las Tucumanesas

Geometría estructural:

El anticlinal “Las Tucumanesas” (pliegue N° 6; Fig. 6.5), fue reconocido y cartografiado por De Alba (1954), sin profundizar en los aspectos estructurales. Este anticlinal, es uno de los rasgos topográficos más conspicuos del sector norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, tal como se observa en las imágenes satelitales (Fig. 6.16). Presenta una longitud de aproximadamente 7 km en la dirección norte-sur, y una longitud de onda de aproximadamente 6 km en su sección central. De acuerdo a su disposición con respecto al anticlinal Las Maravillas, el sector norte se encuentra afectado por la falla Felipe Varela (Fig. 6.6 B), mientras que la culminación o el cierre periclinal austral coincide con la ubicación de la falla Ormeños (Fig. 6.6 B). De esta manera, el mapa estructural al tope del Triásico (Fig. 6.6 B) muestra que el anticlinal Las Tucumanesas se encuentra en su totalidad sobre el bloque colgante de la falla Ormeños.

La información estructural recolectada en afloramientos, y la interpretación del perfil sísmico 07003 (Fig. 6.7 B) permite establecer que el anticlinal Las Tucumanesas es

levemente asimétrico y vergente hacia el oeste. Presenta una cresta relativamente plana que separa un limbo dorsal que inclina entre 5° a 10° E - SE, mientras que el limbo frontal es un poco más inclinado (24° a 10° O-SO). Todos esos datos, representados en un diagrama estereográfico π (Fig. 6.16) permiten determinar el rumbo e inmersión del eje del anticlinal ($N152^\circ/10^\circ$ SE).

En su núcleo, afloran los estratos pre-crecimiento de la Formación Desencuentro (Fig. 6.5), mientras que los limbos están parcialmente cubiertos por conglomerados plio-pleistocenos y los estratos de crecimiento ubicados por encima del horizonte IntraD (Figs. 6.7 B).

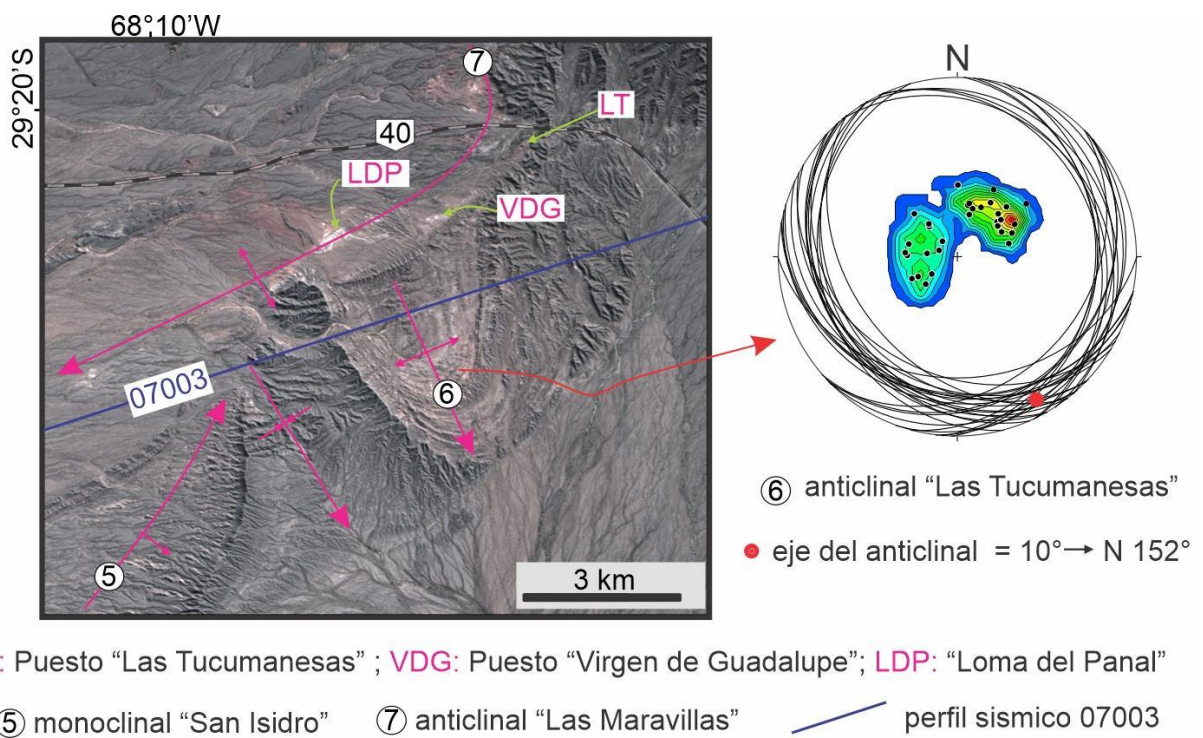


Fig. 6.16: Imagen satelital del sector norte de la cuenca, próximos a los puestos Las Tucumanesas (LT) y Virgen de Guadalupe (VDG). LDP (Loma del Panal), es el lugar de medición de datos cinemáticos de fallas asociados a la falla Felipe Varela (Fig. 6.13). Se presenta además el gráfico estereográfico π de la distribución de los polos asociados a los limbos del anticlinal Las Tucumanesas. Número de las estructuras de acuerdo a la figura 6.5.

Como se mencionó en el apartado anterior, el anticlinal Las Tucumanesas interfiere con el monoclin San Isidro, formando entre ambas estructuras un sinclinal, el cual, a su vez, se encuentra afectado hacia el noroeste por el anticlinal Las Maravillas y la subyacente falla Felipe Varela. Esta falla, y en conjunto con las dos fallas no emergentes (F1 y F2), responsables de la estructuración del anticlinal Las Tucumanesas (Fig. 6.7 B), forman una suerte de "zona triangular" (cf. von Hagke y Malz, 2018, y referencias allí citadas). Las fallas F1 y F2 forman un sistema imbricado de corrimientos (e.g., Shaw *et al.*, 1999). La falla F1

tiene un nivel de despegue inferior en el Grupo Paganzo, el cual está conectado con un nivel despegue superior en la base de la sucesión Talampaya-Tarjados por medio de una rampa que atraviesa los rellenos del paleovalle glaciario del Grupo Paganzo (Fig. 6.7 B). Por el contrario, la falla F2 es una estructura de segundo orden que solamente afecta a la secuencia Chañares-Los Rastros, y se desarrolla a lo largo del limbo dorsal del anticlinal Las Tucumanesas (Fig. 6.7 B).

De acuerdo a la interpretación estructural del perfil sísmico 07003 (Fig. 6.7 B) se interpreta al anticlinal Las Tucumanesas como un anticlinal simple de rampa (*c.f.* Suppe, 1983), debido a que la estructuración principal es atribuida a la falla o rampa F1, la cual conecta diferentes niveles de despegue. Esta falla presenta dos flexiones que definen dos superficies axiales activas A y B (Fig. 6.17). La superficie axial activa A se encuentra también fija a la flexión cóncava hacia arriba de la falla F2 (Fig. 6.17). A su vez, la falla F2 presenta una flexión cóncava hacia abajo en la cresta del anticlinal Las Tucumanesas, asociada a la superficie axial C (Fig. 6.17). Si bien en la interpretación sísmica del perfil 07003, se observa que los estratos de crecimiento observados en el perfil sísmico SM94-5 están involucrados en la deformación, no es posible determinar si estos estratos fueron depositados de manera sincrónica a la estructuración del anticlinal Las Tucumanesas. Por lo tanto, no es posible delinear superficies axiales de crecimiento (*cf.* Suppe, *et al.*, 1992).

Asumiendo conservación de espesores y de líneas de los bancos durante el plegamiento, la geometría del anticlinal Las Tucumanesas está principalmente asociada a la geometría de la falla F1, mientras que la falla F2 solamente afecta el limbo dorsal y la cresta del anticlinal. Así, mediante la utilización de las relaciones de plegamiento por flexión de falla de Suppe (1983), visualizadas en el gráfico de la figura 6.17, es posible definir las características geométricas de la falla F1. De acuerdo a lo interpretado en el perfil sísmico 07003 (Fig. 6.7 B), el ángulo interlimbo (γ) es 80° , y el ángulo inicial de corte (θ) es 14° . Utilizando estos valores, el cambio de buzamiento de la falla (φ) es 15° , y el ángulo de corte en el bloque colgante (β) luego de la flexión cóncava hacia abajo de la falla es 17° (Fig. 6.17). De manera similar, las relaciones de plegamiento por flexión de falla para la falla F2 son: $\theta = 10^\circ$; $\gamma = 83^\circ$, $\varphi = 13^\circ$; y $\beta = 11^\circ$ (Fig. 6.17).

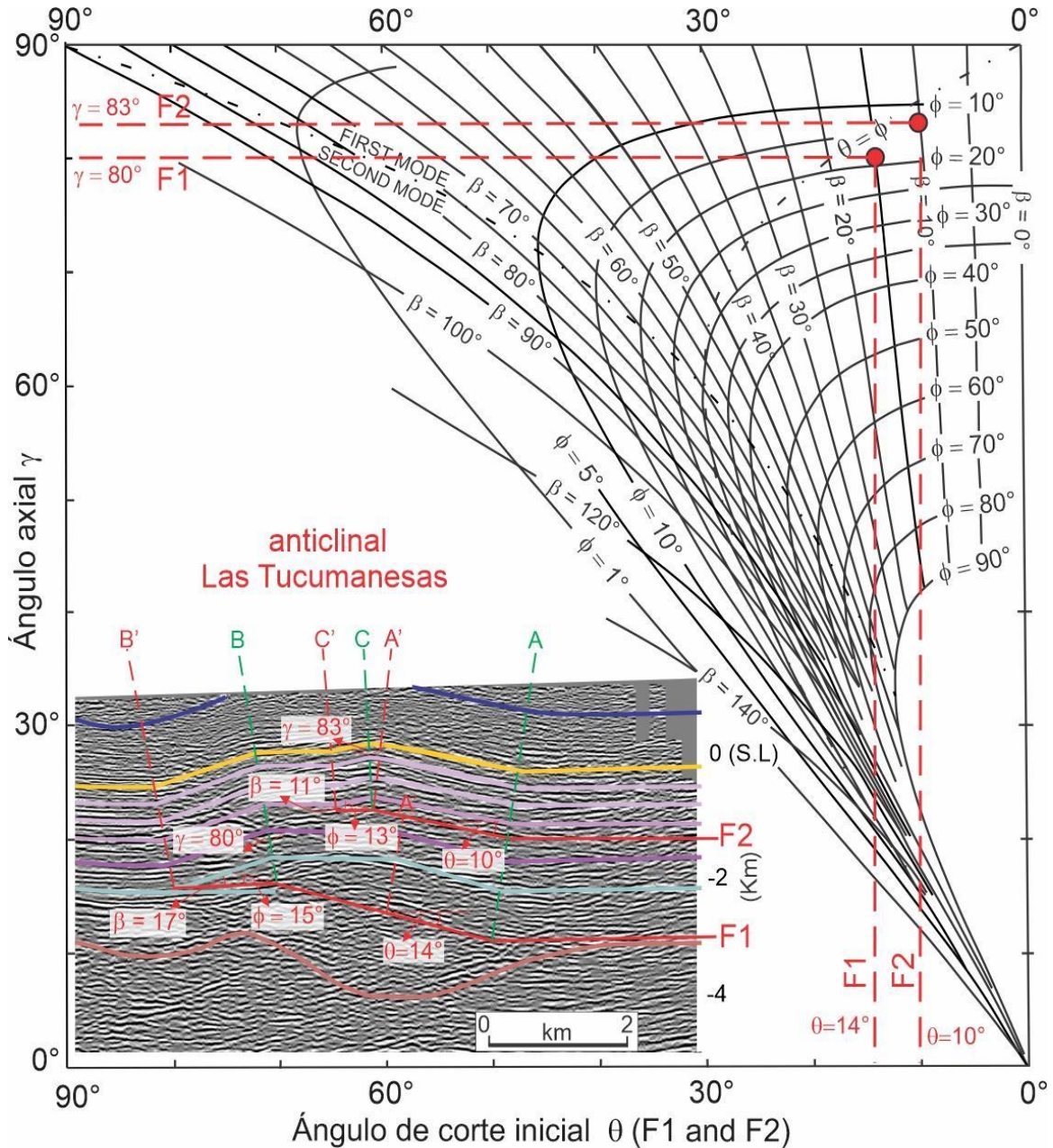


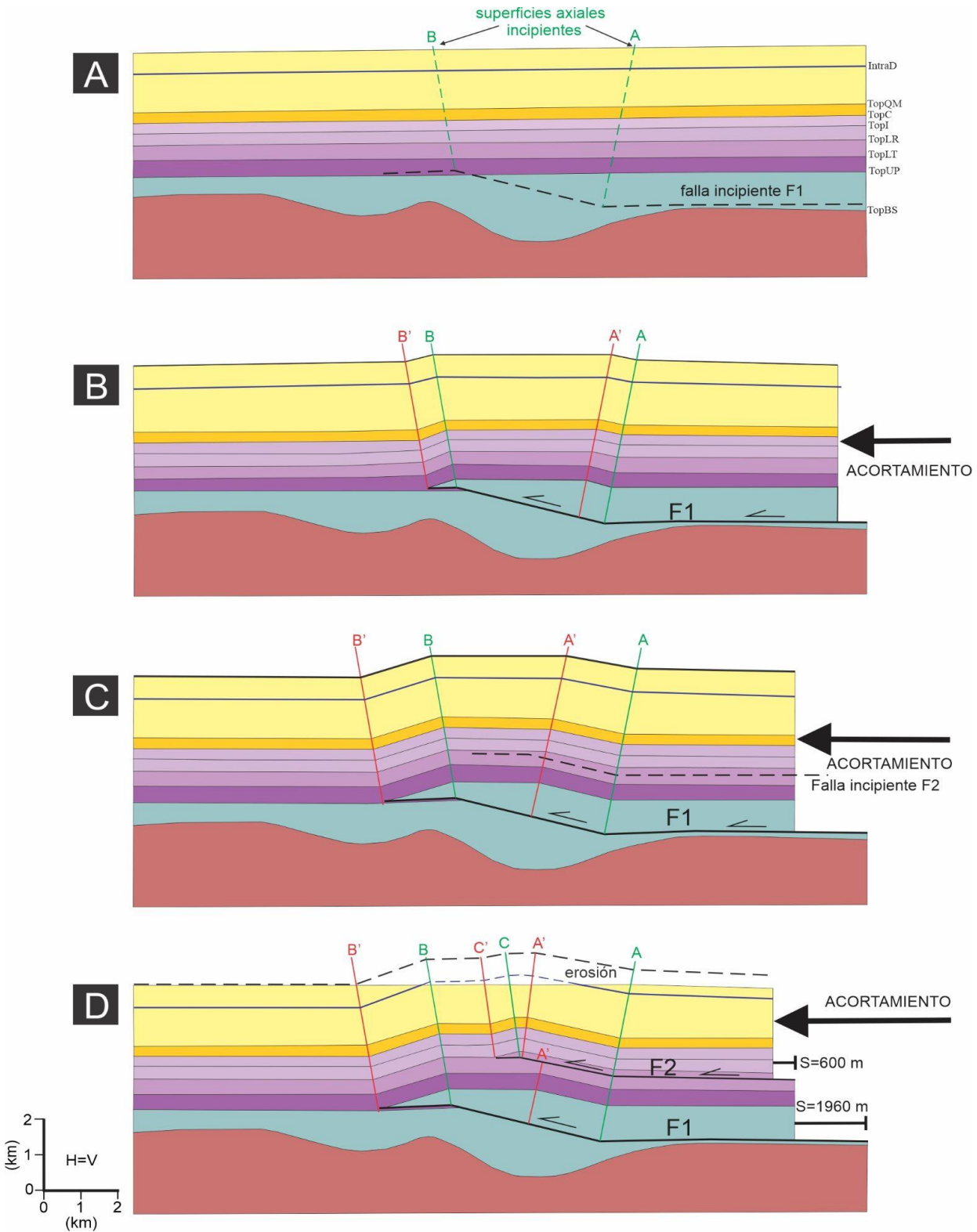
Fig. 6.17: Gráfico de pliegue por flexión falla usado para modelar el anticlinal Las Tucumanesas. Adaptado y modificado de Suppe (1983). Este gráfico relaciona el ángulo interlimbo (γ) y el ángulo de corte (θ) para determinar el cambio del ángulo de la falla (ϕ) y el ángulo de corte en el bloque colgante después de la flexión de la falla (β).

Modelo cinemático:

La figura 6.18 muestra la evolución cinemática del anticlinal Las Tucumanesas en el mismo plano que en el perfil sísmico 07003 (Fig. 6.7 B). Como se mencionó anteriormente su evolución se encuentra gobernada cuantitativamente por la teoría de plegamiento por flexión de fallas.

La figura 6.18 A, muestra la versión restituida del anticlinal, las incipientes superficies axiales y la falla F1 en bancos o estratos no deformados. En la etapa B (Fig. 6.18 B), el

acortamiento inicial y el desplazamiento de la falla F1 resulta en la formación o amplificación inicial del anticlinal Las Tucumanesas.



Durante esta etapa, la falla F1 afecta al Grupo Paganzo, y desplaza el bloque colgante hacia el oeste a lo largo de un nivel de despegue superior ubicado cerca de la base de la secuencia Talampaya-Tarjados. El movimiento del bloque colgante sobre las flexiones de la falla F1, resultan en el desarrollo de las superficies axiales pasivas o inactivas A' y B' (Fig. 6.18 B), las cuales tuvieron su origen en la posición de las superficies axiales activas A y B, y migraron posteriormente desde ellas. Las superficies axiales separan paneles o bandas *kink* (A-A' y B-B') con buzamientos relativamente constantes. El ancho de las bandas *kink* es igual al desplazamiento del segmento de falla subyacente. Con mayor acortamiento (Fig. 6.18 C), las bandas *kink* se ensanchan y el anticlinal se amplifica con el incremento del desplazamiento de la falla F1. En esta etapa las superficies axiales inactivas A' y B' alcanzan las posiciones observadas en el perfil sísmico 07003 (Fig. 6.7 B), y la magnitud del desplazamiento total de la falla F1 es de ~1,960 m.

Finalmente, en la última etapa del modelo cinemático (Fig. 6.18 D), un pequeño anticlinal por flexión de falla se forma en la cresta del anticlinal Las Tucumanesas. Como se mencionó previamente, este anticlinal menor está relacionado a la falla F2, la cual está confinada a la secuencia Chañares-Los Rastros. Acortamiento y desplazamiento a lo largo de la falla F2 (desplazamiento total de ~600 m), subsecuentemente ha desplazado la superficie axial inactiva A', lo cual podría reflejar una secuencia de fallamiento imbricado del tipo “*break-backwards*” o movimientos coetáneos de las fallas F1 y F2 (e.g., Shaw *et al.*, 1999).

6.3.2 Modelo estructural de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro

En este apartado, se presenta un modelo estructural de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro mediante la sección geológica A-A' (Fig. 6.19). Esta sección integra datos estructurales de superficie desde la Sierra de Las Ramaditas hacia el sudeste a lo largo del perfil sísmico SM94-5. La sección A-A' tiene algunas incertezas debido a los limitados controles geológicos y geofísicos de la estructura profunda dentro de la corteza. Por lo tanto, la sección A-A' es considerada esquemática. Sin embargo, y como fue analizado en los apartados anteriores, la moderada a buena calidad del perfil sísmico SM94-5 permite caracterizar de manera geométrica y cinemática los niveles estructurales más superficiales, permitiendo así inferir la estructura profunda.

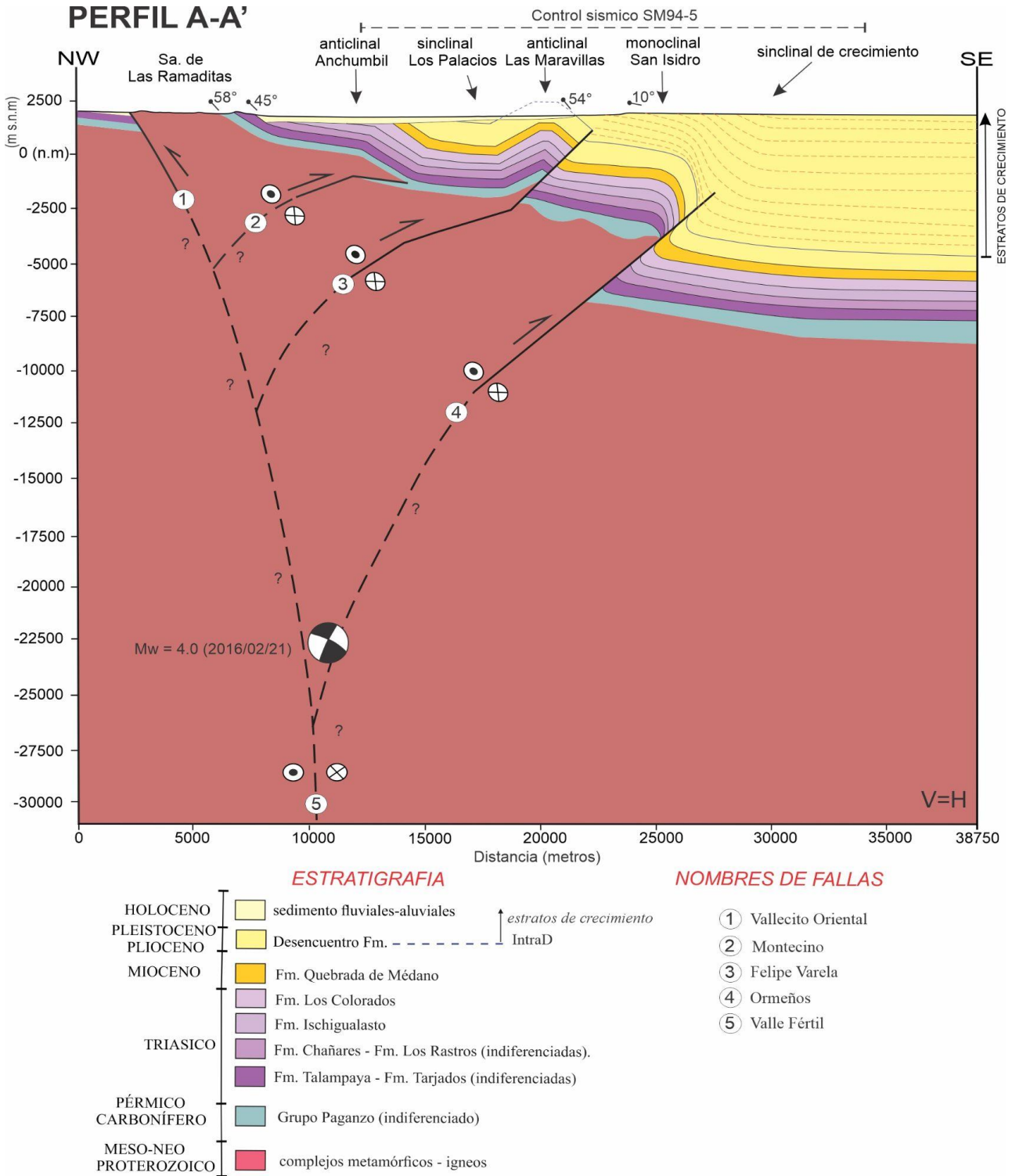


Fig. 6.19: Sección geológica esquemática A-A' propuesta, construida a partir del perfil sísmico SM94-5 y datos de superficie (ver traza del perfil en figura 6.5). Esta sección muestra el estilo estructural de piel gruesa que caracteriza la faja plegada y corrida de Villa Unión-San Isidro. La solución del mecanismo focal del sismo corresponde al evento Mw=4; 2016-02-21; Evento us10004rks; USGS-NEIC. Notar cómo los estratos de crecimiento recubren la cresta del monoclinal San Isidro (ver también el perfil sísmico SM94-5, Fig. 6.7 A).

En la sección geológica A-A' (Fig. 6.19), las fallas adquieren mayores inclinaciones en profundidad, y el acortamiento está regionalmente particionado en bloques de basamento que forman una megaestructura asimétrica en forma de flor positiva tipo palmera (e.g.,

McClay y Bonara, 2001). Esta interpretación está basada en la orientación de la falla Vallecito Oriental (Lavandaio, 1968; Figs. 6.5 y 6.19), la cual muestra una vergencia opuesta con respecto a las fallas Montecino, Felipe Varela, y Ormeños, lo que requiere que todas las fallas converjan en profundidad.

La existencia de un nivel de despegue regional contraccional para todas las fallas antes mencionadas es considerado como poco probable debido a que las fallas parecen finalizar en profundidad contra el extremo septentrional de la falla de Valle Fértil, la cual está vinculada a la estructuración de los anticlinales Cerro Bola y Cerro Rajado (Fig. 6.5; Milana y Alcober, 1994; Malizzia *et al.*, 1995; Rosello *et al.*, 1997).

De esta manera, y desde una perspectiva estructural regional la faja plegada y corrida de piel gruesa de Villa Unión - San Isidro es interpretada como una región caracterizada por un régimen de deformación transpresivo, en donde el acortamiento es transmitido principalmente por fallas de orientación NE-SO con una cinemática predominantemente inversa y con una componente de rumbo sinistral menor. Esta cinemática es consistente con un decrecimiento del rechazo vertical de las fallas en la dirección noreste-sudoeste (Figs. 6.6 A-B), y también por el patrón sutil *en-échelon* escalonado hacia la izquierda que presentan los pliegues en el mapa geológico de la figura 6.5. Adicionalmente, las soluciones del plano de falla del sismo de Villa Unión a 22.4 ± 4.6 km (Figs. 6.5 y 6.19; Mw=4; 2016-02-21; Evento us10004rks; USGS-NEIC), indican un plano nodal con buzamiento 65° NO, que sustentan el carácter transpresional de la falla inversa Ormeños, como así también la componente oblicua de desplazamiento de rumbo sinistral.

6.3.3 Controles paleotectónicos en la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro

El análisis de la deformación Mio-Pleistocena en la faja plegada y corrida de piel gruesa de Villa Unión - San Isidro, revela cambios notorios con respecto al estilo estructural "Pampeano" representado por bloques de basamento limitados por fallas de rumbo N-S con vergencia mayormente al Oeste (González Bonorino, 1950; Jordan y Allmendinger, 1986; González Segura, 1987; Ramos *et al.*, 2002, entre otros). A su vez, el rumbo de los pliegues y fallas no coincide con el arreglo de la falla de Valle Fértil de rumbo NO, que ha controlado la estructuración triásica y cenozoica a lo largo del borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, por lo cual no es posible considerar una influencia significativa de las estructuras preexistentes que caracterizan la etapa de rifting Permo-Triásico.

La diversidad en cuanto a estilos estructurales y cinemática en los pliegues y fallas, como así también en sus relaciones cartográficas, son fuertemente sugestivas de la influencia de anisotropías preexistentes en el basamento metamórfico Mesoproterozoico de las sierras de Maz y Las Ramaditas (Fig. 6.5). Este basamento es sumamente heterogéneo y se encuentra afectado por numerosas zonas de cizalla dúctil generadas durante la orogenia Grenviliana (c. 1,3-1 Ga), retrabajadas luego durante la Orogenia Famatiniana en c. 440 Ma (Ramacciotti *et al.*, 2022, y referencias allí citadas. Véase también Cap. 3). De acuerdo a Ramacciotti *et al.*, (2022), las zonas de cizalla marginan bloques de basamento con diferente grado metamórfico formando *nappes* o escamas de basamento apiladas con vergencia hacia el oeste-noroeste, de manera similar al bloque de la Sierra de Las Ramaditas en la figura 6.19. A su vez, el análisis e interpretación de las anomalías magnéticas del subsuelo de la faja plegada y corrida de piel gruesa de Villa Unión - San Isidro (véase. Cap. 5), muestra firmas magnéticas y lineamientos magnéticos consistentes con la orientación de la falla Vallecito Oriental, la cual está vinculada al levantamiento de la Sierra de Las Ramaditas (Figs. 6.5 y 6.19).

En base a la información existente es posible interpretar que las estructuras de la faja plegada y corrida de Villa Unión - San Isidro son estructuras contraccionales de origen andino que posiblemente retrabajaron anisotropías preexistentes en el basamento metamórfico Mesoproterozoico. Estas estructuras de rumbo SO-NE, evolucionaron como fallas inversas y corrimientos oblicuos, debido a que no son perpendiculares a la dirección O-E del acortamiento andino durante el Mio-Pleistoceno, registradas regionalmente en la Precordillera (*e.g.*, Siame *et al.*, 2005; Allmendinger y Judge, 2014) y en la Sierra de Famatina (Dávila, 2003). Sin embargo, las fallas vinculadas a la estructuración del anticlinal las Tucumanesas (Fig. 6.7 B), coinciden con el arreglo de las fallas inversas con rumbo N-S que caracteriza al estilo estructural Pampeano durante la fragmentación del antepaís. En este caso es posible interpretar que estas estructuras se formaron en respuesta a la dirección O-E del acortamiento andino, tratándose así, de estructuras contraccionales nuevas de origen netamente andino. De esta manera la interacción entre las fallas con rumbo SO-NE con las fallas con rumbo N-S dieron lugar a un patrón complejo de pliegues de interferencia, el cual es uno de los rasgos estructurales característicos del borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

6.3.4 Características estructurales del borde occidental-noroccidental de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión

Como se mencionó en los capítulos 4 y 5 las principales estructuras del borde occidental-noroccidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, son los anticlinales Cerro Bola, Cerro Rajado, Sierra Morada y Esquina Colorada (Fig. 6.20). Estos anticlinales, a excepción del anticlinal Esquina Colorada se encuentran separados entre sí por sillares estructurales o pliegues en silla de montar (*saddle fold*; c.f Lisle, 2020), y presentan rumbos NO-SE y vergencia dominante al oeste-sudoeste. Por su parte, el anticlinal Esquina Colorada, presenta un rumbo SO-NE y vergencia al noroeste, dividiendo la cuenca en las regiones del Bolsón de Pagancillo y el Campo de Talampaya (Fig. 6.20).

De acuerdo a los estilos estructurales interpretados en los perfiles sísmicos (Capítulo 4) y en las reconstrucciones estructurales de este capítulo, resulta evidente que los anticlinales Cerro Bola, Cerro Rajado, y Sierra Morada son el resultado del proceso de inversión tectónica positiva de la falla maestra o de borde activo (falla Valle Fértil) de la cuenca triásica de hemigraben. Cabe consignar que esta estructura es considerada como una discontinuidad tectónica de primer orden o como una megeanisotropía regional introducida por la colisión de terrenos de Cuyania y Pampia durante la orogenia Famatiniana (Ramos, 1988; 2004; Cominguez y Ramos, 1991; Thomas y Astini, 2003; Introcaso *et al.*, 2004; Alvarado *et al.*, 2005 y referencias allí citadas). De esta manera, este contexto geotectónico implica considerar en las reconstrucciones palinspásticas dos cortezas o basamentos diferentes en cuanto a edades y constitución litológica. Así, de acuerdo a los autores antes citados, el basamento de Cuyania de edad “Grenvilliana” (~ 1.1 Ga y mayores) está compuesto de manera indiferenciada por esquistos, gneises, anfíbolitas y fajas de rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas, mientras que el basamento de Pampia de edad “Pampeana” y “Famatiniana” (~ 550-520 Ma y ~ 490-460 Ma, respectivamente) presenta una composición predominantemente granítica. Otro aspecto a considerar en las reconstrucciones palinspásticas, es que la cuenca de hemigraben triásica tiene su desarrollo sobre el borde occidental del terreno Pampia, es decir sobre el bloque colgante de la falla de Valle Fértil, de acuerdo a las reconstrucciones de Uliana y Biddle (1988); Uliana *et al.*, (1989); Ramos y Kay (1991); y Ramos (1992).

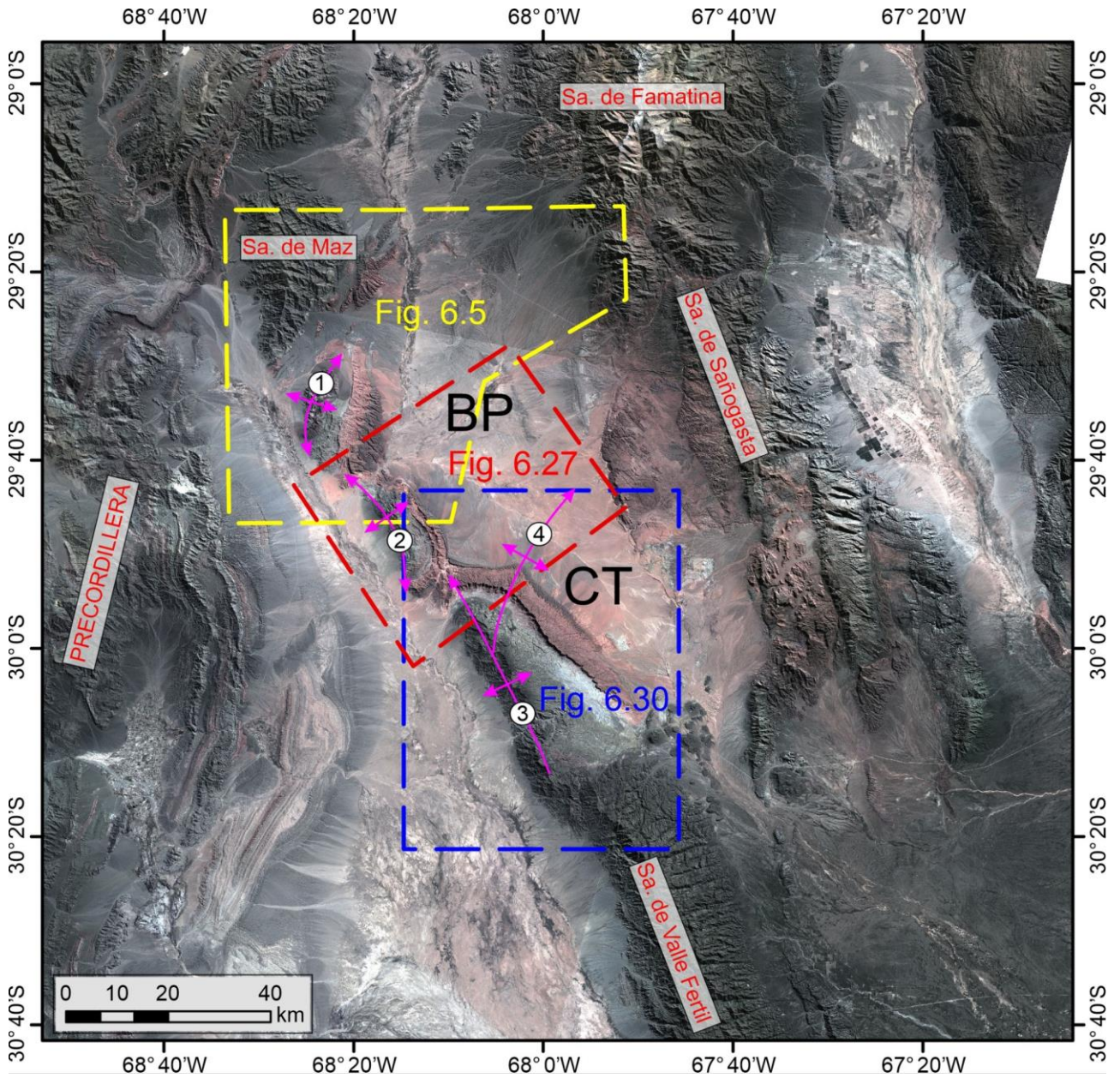


Fig. 6.20: Principales estructuras del borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. 1) Anticlinal Cerro Bola, 2) anticlinal Cerro Rajado, 3) anticlinal Sierra Morada, 4) anticlinal Esquina Colorada. Los polígonos de color amarillo, rojo y azul, representan las áreas cartografiadas en las figuras 6.5, 6.26, y 6. 30, respectivamente. BP = Bolsón de Pagancillo. CT = Campo de Talampaya.

Además de las grandes estructuras de escala kilométrica antes mencionadas, se reconocen a lo largo del borde occidental-noroccidental de la cuenca varias estructuras menores de escala métrica a kilométrica. Si bien este tipo de estructuras ya han sido mencionadas en capítulos anteriores, en este apartado se analizan particularmente una serie de corrimientos que afectan localmente al basamento y los bancos de las unidades triásicas-neógenas en los anticlinales antes mencionados. Estas estructuras son consideradas como fallas secundarias que acomodan la deformación (*“fold-accommodation faults”*, cf. Mitra 2002), tanto en los flancos como en las zonas de charnela de los pliegues.

6.3.4.1 Anticlinal Cerro Bola, sinclinal Cerro Las Lajas y estructuras asociadas

Geometrías estructurales:

La denominación anticlinal “Cerro Bola” (Figs. 6.5 y 6.20), se debe a Wässmann (1930). Posteriormente, de La Mota (1946), describió y cartografió el anticlinal con gran precisión, proponiendo además el primer esquema estratigráfico y el primer perfil geológico-estructural esquemático del mismo (Fig. 1.4). Décadas después, González Segura (1987), integró por primera vez la información sísmica del Bolsón de Pagancillo para construir una sección estructural esquemática entre el anticlinal Cerro Bola y la Sierra de Famatina. Sin embargo, este autor no suministró información estructural detallada sobre el anticlinal.

El anticlinal Cerro Bola representa el rasgo topográfico más prominente del extremo noroccidental de la Cuenca de Ischigualasto Villa-Unión, alcanzando una elevación de 2140 m s.n.m (Cerro Bola). Con una extensión longitudinal de ~32 km, y una longitud de onda de ~ 15 km en su región central, el anticlinal Cerro Bola es asimétrico y doblemente buzante. Presenta un eje curvo de rumbo NE-SO a NO-SE desde el extremo norte hacia el extremo sur. El limbo frontal es angosto y relativamente empinado buzando entre 40°-70° NO-O, mientras que el limbo dorsal es menos inclinado buzando entre 40° a 15° E-SE (Figs. 6.5, y 6.21). Localmente, la zona de la charnela se encuentra afectada por fallas normales de rumbo NO-SE con componente de movimiento dextral (Fig. 6.22). Estas fallas afectan al Grupo Paganzo (formaciones Guandacol, Tupé, y Patquia), y a las formaciones Talampaya, Tarjados y Los Rastros.

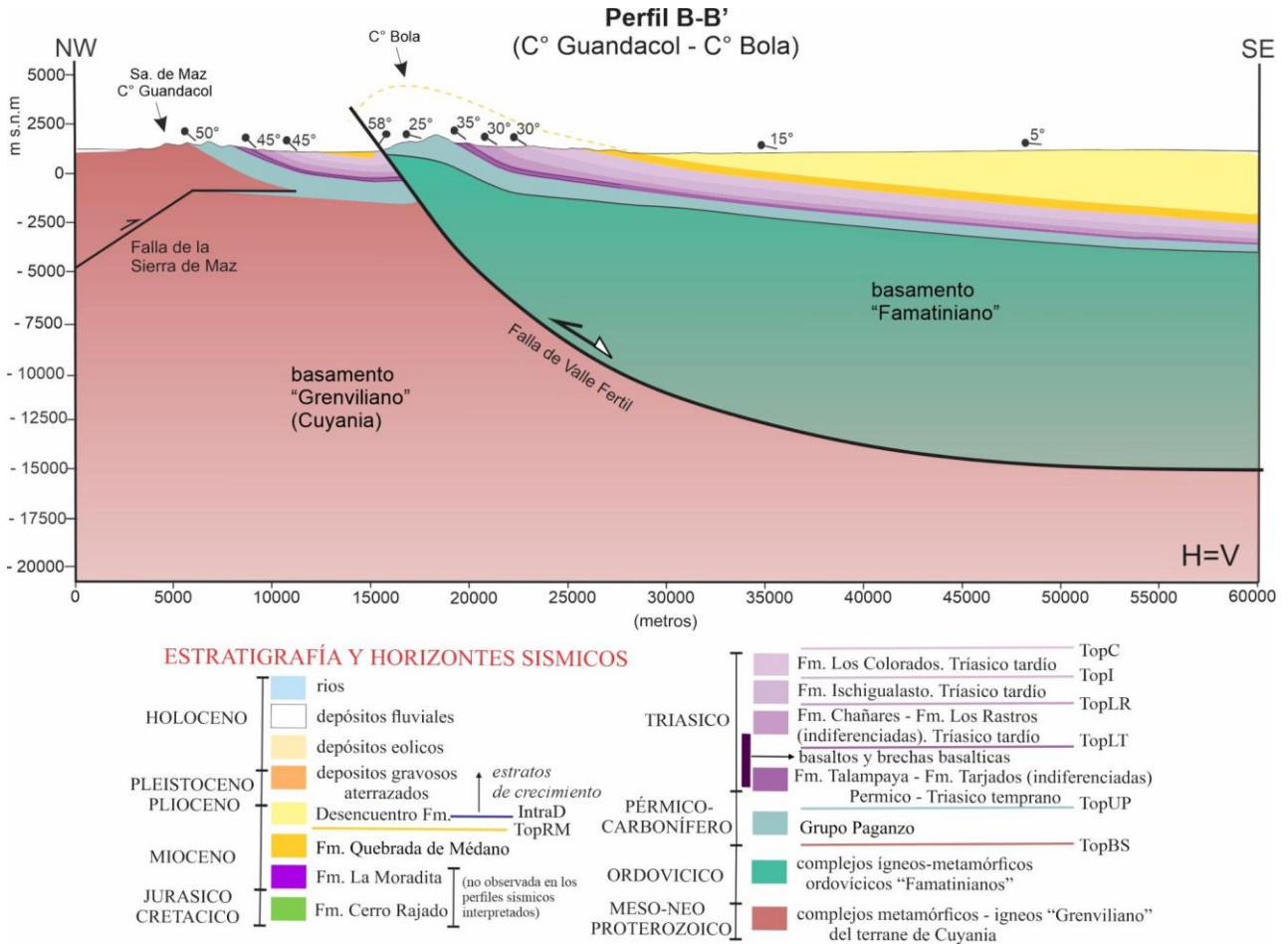


Fig. 6.21: Sección geológica B-B' propuesta, construida a partir de datos de superficie y los mapas estructurales de la figura 6.5 (ver traza del perfil en figura 6.5). Esta sección muestra el estilo estructural del extremo sur de la Sierra de Maz (Cerro Guandacol), y el anticlinal Cerro Bola, analizado en detalle en este apartado.



Fig. 6.22: Fotografía panorámica hacia el sudeste del anticlinal Cerro Bola. Esta fotografía muestra las fallas normales que afectan la charnela del anticlinal y desplazan las formaciones Guandacol (G), Tupe (T), y Patquia (P).

La amplia superficie del anticlinal expone de manera completa la sucesión carbonífera-neógena, la cual se correlaciona lateralmente con los afloramientos expuestos a lo largo de la ladera oriental de la Sierra de Maz (Andreis *et al.*, 1975). Hacia el sur, el anticlinal pierde expresión topográfica por debajo de los depósitos fluviales del río La Troya, mientras que, hacia el norte, el anticlinal culmina en una intrincada zona de fallas y pliegues en el Cerro Las Lajas (Fig. 6.5).

El perfil sísmico 7006-10 (Fig. 6.23), muestra el desarrollo del anticlinal Cerro Bola sobre el bloque colgante de la falla maestra de Valle Fértil, más precisamente sobre el extremo norte de la falla, la cual tiene un buzamiento de $\sim 50^\circ$ hacia el SE. A su vez, la interpretación sísmica de este perfil revela la marcada asimetría del anticlinal hacia el oeste-noroeste en forma de “arpón” (e.g., Bonini *et al.*, 2012, y referencias allí citadas). El perfil sísmico 7006-10 muestra además las fallas de piel fina y piel gruesa que afectan el limbo dorsal (Fig. 6.23); la falla del “Cerro Las Lajas”, y la falla Ormeños, respectivamente. La falla del Cerro Las Lajas (Fig. 6.5), fue reconocida por de Alba (1954), quien fue el primero en cartografiar y describir esta estructura como una falla inversa de rumbo N-S con una inclinación subvertical hacia el oeste. Sin embargo, la interpretación sísmica estructural y los datos de campo muestran que esta falla tiene vergencia hacia el oeste, buzando $\sim 40^\circ$ al este, para conectarse en profundidad con un despegue intraformacional en la Formación Los Rastros (Fig. 6.23).

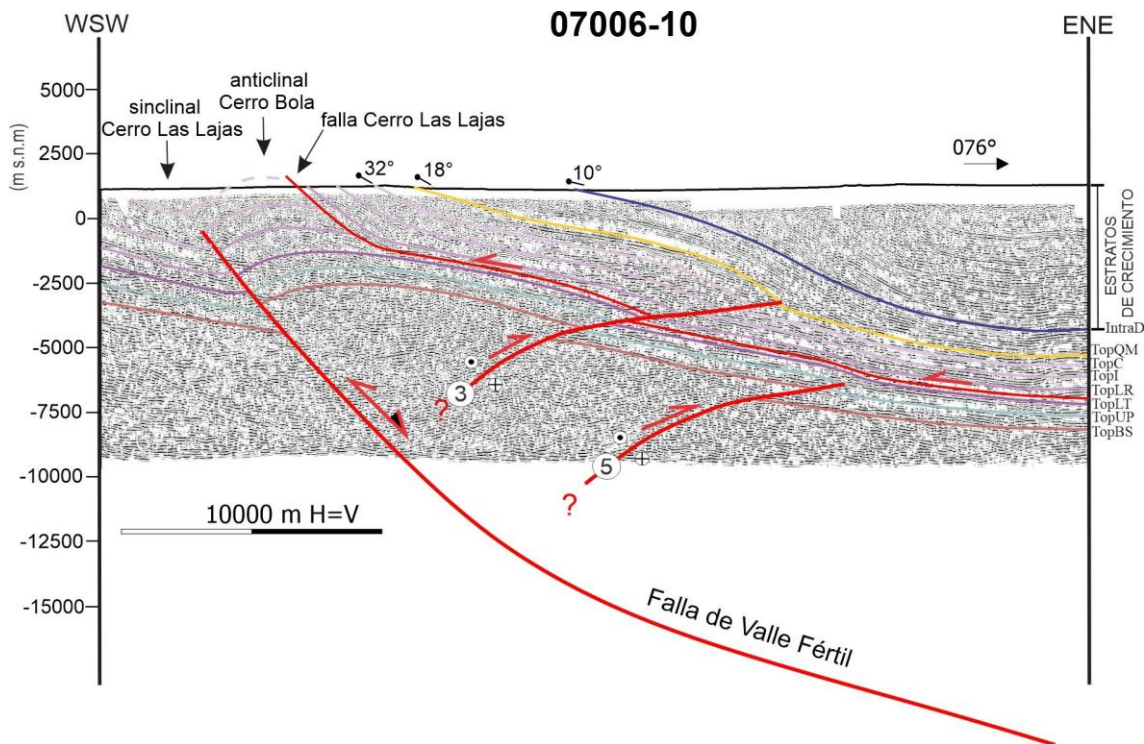


Fig. 6.23: Perfil sísmico 07006-10 interpretado y convertido a profundidad. FALLAS: (3) falla Ormeños, (5) falla Picardía Bustos. Números de las fallas de acuerdo al mapa estructural de tope del basamento (Fig. 6.6 A). El esquema de colores de los reflectores interpretados está detallado en la Figura 6.21.

En superficie, la zona de falla del Cerro Las Lajas muestra cataclasis intensa asociada a numerosas fallas menores de acomodación y/o plegamiento disarmónico en los estratos de las formaciones Los Rastros y Los Colorados (Fig. 6.24). De acuerdo al estilo estructural general, la falla del Cerro Las Lajas, puede ser considerada como una falla de acomodación de limbo dorsal (*c.f.* Mitra, 2002).

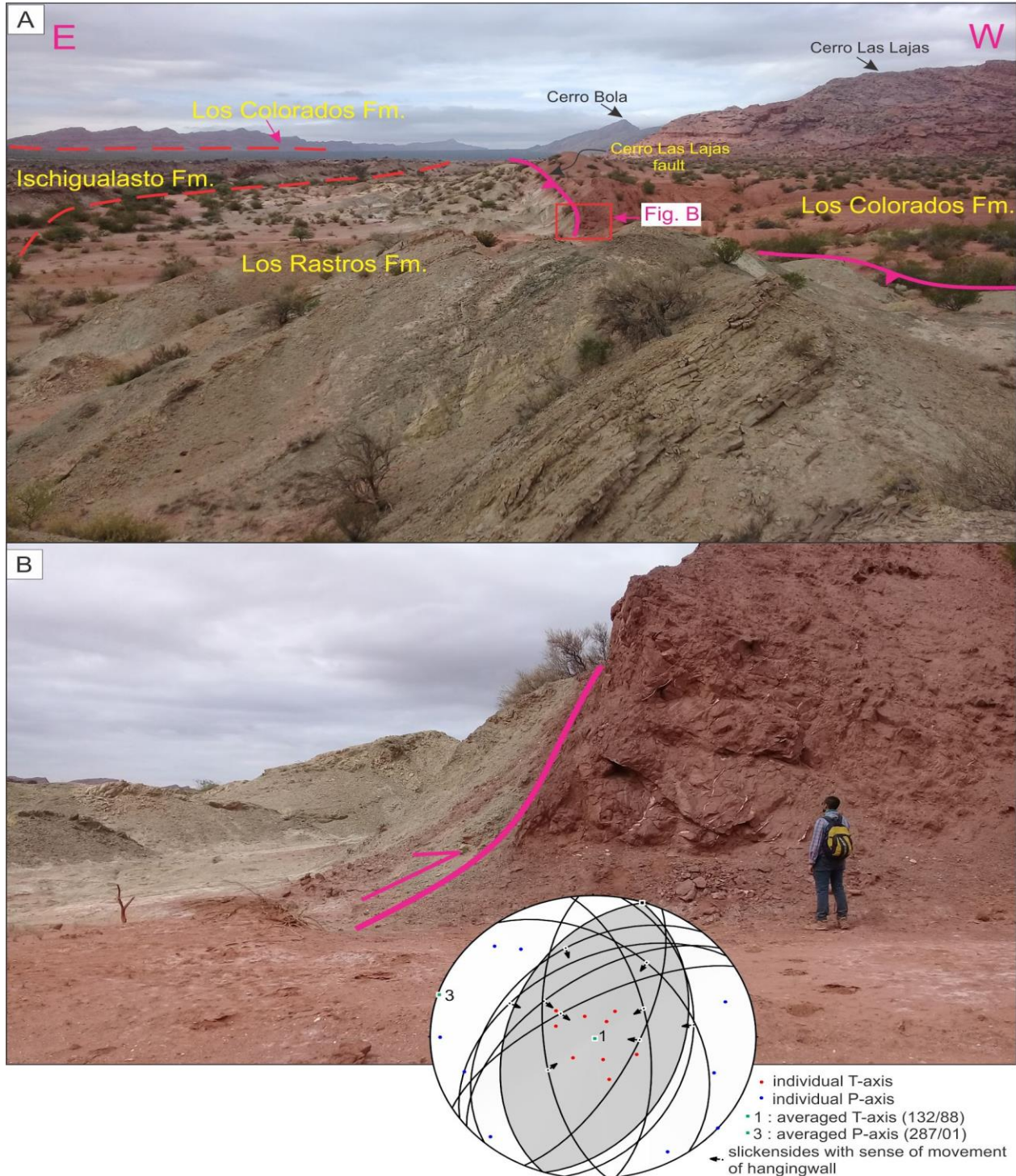


Fig. 6.24: A) Panorámica hacia el sur en el Cerro Las Lajas en donde se visualizan las unidades involucradas en la falla homónima. B) Detalle de la zona de falla, caracterizada por fallas menores que permitieron determinar el eje de acortamiento asociado a la falla del Cerro Las Lajas.

Por otra parte, en el perfil sísmico 7006-10 (Fig. 6.23), se interpreta la presencia de la falla Ormeños, la cual fragmenta parcialmente el limbo dorsal del anticlinal Cerro Bola. Si bien esta falla aparenta estar conectada en profundidad con la falla de Valle Fértil, tal como está esquematizada en la sección A-A' (Fig. 6.19), con un estilo tipo “*pop-up*”, el rumbo de la falla Ormeños hacia NE y la inclinación de la misma hacia el NO, permite descartar la posibilidad de que se trate de un retrocorrimiento asociado a la falla Valle Fértil.

El cierre o nariz norte del anticlinal Cerro Bola, a su vez se encuentra asociado al sinclinal frontal del “Cerro Las Lajas” (Fig. 6.5). En superficie (Fig. 6.5), el sinclinal involucra principalmente a la Formación Los Colorados, aflorando de manera muy reducida en el núcleo la Formación Quebrada de Médano (Fig. 6.25). Los datos de actitudes de la estratificación, permiten trazar un eje sinuoso y buzante al NE, permitiendo, además, establecer que el sinclinal posee una leve asimetría hacia el NO, representada por un limbo que inclina entre 28° a 20° NO, y otro limbo que inclina entre 20° a 10° SE (Figs. 6.5 y 6.25).



Fig. 6.25: Vista hacia el sur del sinclinal Cerro Las Lajas (-29.454468° S / -68.354157° O), donde se observa un corrimiento hacia afuera del sinclinal que repite en el núcleo los bancos competentes de la Formación Quebrada del Médano.

En el núcleo del sinclinal (Fig. 6.25), el contacto entre las formaciones Quebrada de Médano y Los Colorados se encuentra desplazado por un corrimiento que repite los bancos de las areniscas pardas de la Formación Quebrada de Médano. Esta falla se desprende de los niveles pelíticos de la sección superior de la Formación Los Colorados, que actúan como

despegue basal y, aunque no se observa completamente debido al nivel de exposición podría conectarse a un despegue superior a mayor profundidad. Las características descritas permiten considerar que esta falla se originó como un corrimiento hacia afuera del sinclinal (*out-of-syncline thrust*). De esta manera, esta falla es considerada como una estructura secundaria que acomodó la deformación en la charnela del sinclinal durante su evolución (*fold-accommodation faults*, Mitra, 2002).

Modelo cinemático:

Las características estructurales geométricas descritas anteriormente, comparadas con modelos análogos (e.g., Cooper y Williams, 1989; Buchanan y McClay, 1991; Mitra 1993; Yamada y McClay 2004, Granado *et al.*, 2017, Granado y Ruh 2019) y modelos cinemáticos asistidos por computadora de inversión tectónica con deformación hacia adelante (e.g., Allmendinger, 1998; Giambiagi *et al.*, 2009; Shinn, 2015), permiten interpretar el estilo y analizar el desarrollo cinemático del anticlinal Cerro Bola. Todos estos modelos son considerados también para el análisis cinemático de los anticlinales Cerro Rajado y Sierra Morada, en los apartados subsiguientes.

En este apartado, se propone que el anticlinal Cerro Bola se generó a partir de la inversión tectónica positiva del segmento norte de la falla maestra o de borde activo (falla Valle Fértil) del hemigraben Triásico (Fig. 6.26). Este evento tectónico Mio-Pleistoceno, está manifestado a través de la extrusión de los sedimentos de relleno del *synrift* Triásico, (formaciones Talampaya, Tarjados, Los Rastros e Ischigualasto). De esta manera, el anticlinal Cerro Bola adquirió su estilo estructural asimétrico en forma de “arpón”, el cual es un estilo estructural típico de los anticlinales de inversión tectónica positiva (e.g., Cooper y Williams, 1989). Además, a partir del análisis del punto de terminación de la falla Valle Fértil, se interpreta que la falla normal original está totalmente invertida, es decir que el tope del Grupo Paganzo y del basamento (*pre-rift*) alcanzaron y sobrepasaron sus puntos nulos. Esto último, significa que las unidades de *pre-rift* recobraron su posición regional previa a la extensión, y luego mediante un contacto por falla inversa se situaron por encima de las unidades de *synrift* y *postrift*.

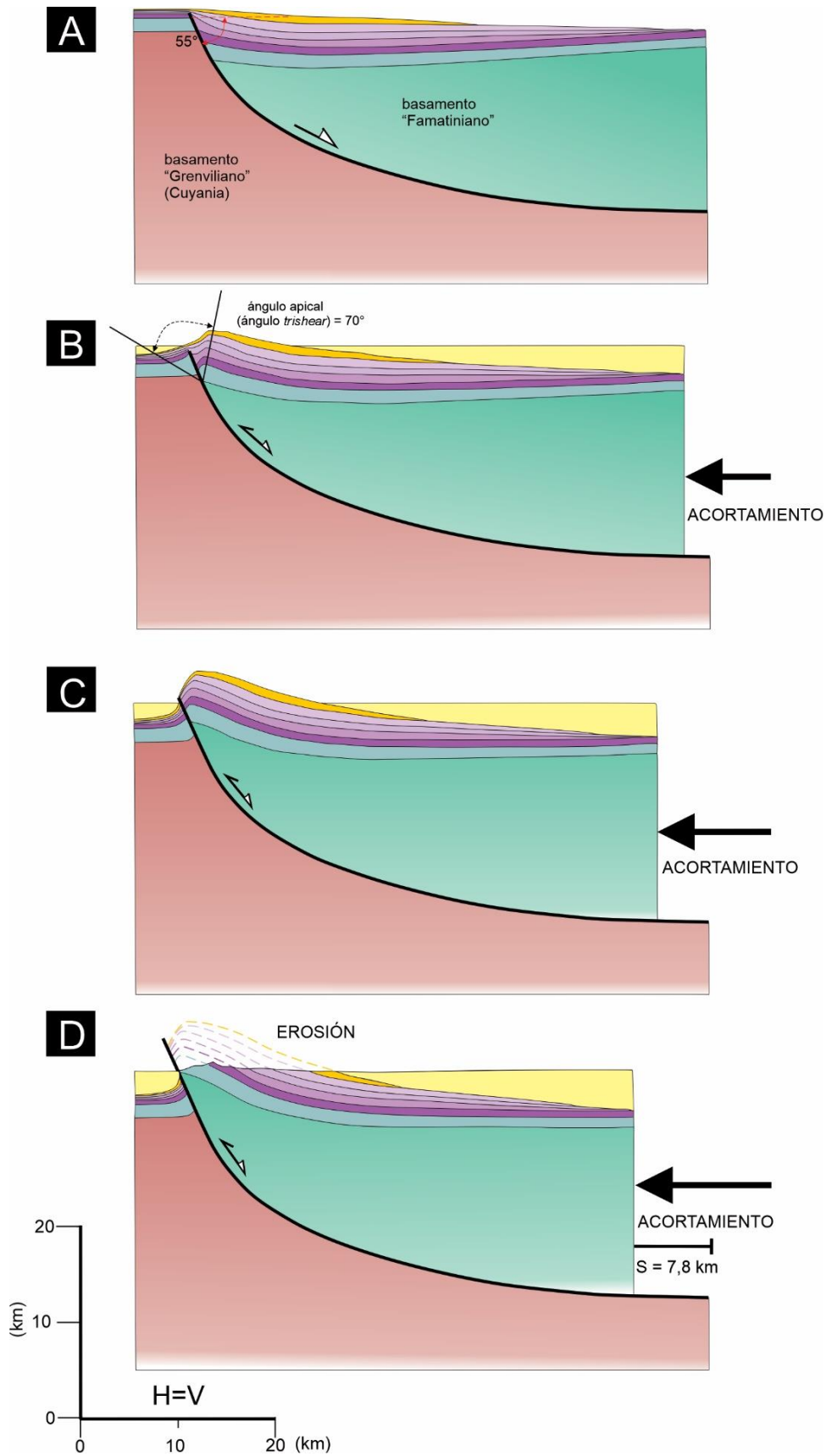


Fig. 6.26: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del anticlinal Cerro Bola. Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado utilizando el modelo cinemático Trishear (Erslev, 1991), para modelar la geometría del limbo frontal y de la charnela, mientras que la geometría del limbo dorsal fue modelada con una cizalla inclinada de -30° . El esquema de colores de las unidades geológicas esta detallado en la Figura 6.21.

La figura 6.26 ilustra el desarrollo cinemático del anticlinal Cerro Bola, a través de la restitución de la sección geológica B-B', transversal a su sector central y de mayor amplitud (véase su traza en Fig. 6.5). La figura 6.26 A muestra la versión restituida del anticlinal al tope de la Formación Quebrada de Médano, previamente a la etapa de acortamiento tectónico e inversión tectónica ocurrida aproximadamente a los 12 Ma, de acuerdo a la edad máxima de dicha unidad (Lemos Santos *et al.*, 2019), y a los datos termocronológicos (véase capítulo 7).

De acuerdo al estilo estructural interpretado, se propone un modelo cinemático de plegamiento *Trishear* para resolver la geometría en arpón del anticlinal Cerro Bola. Durante la evolución estructural o amplificación del anticlinal (Figs. 6.26 B y C), la falla inversa lítrica de Valle Fértil, con una inclinación de 55° en la terminación superior, transmitió acortamiento hacia la superficie mediante una zona de cizalla triangular con un ángulo apical de 70° y un p/s de 1,5. Durante estas etapas, el movimiento y deformación del bloque colgante fue modelado mediante una cizalla inclinada de -30°. En la última etapa de la deformación (Fig. 6.26 D), la falla de Valle Fértil alcanzó un desplazamiento total de ~ 7820 m. El acortamiento total que experimentó el anticlinal Cerro Bola es de 7800 m, el cual corresponde al acortamiento a lo largo de la sección transversal central del anticlinal.

Durante el crecimiento y propagación lateral del anticlinal hacia el norte, la falla del Cerro Las Lajas (Fig. 6.23) acomodó la deformación a lo largo del limbo dorsal, probablemente en respuesta a la falta de espacio al incrementarse la curvatura en el núcleo del anticlinal (Mitra 2002). Así, la falla transfirió su desplazamiento a lo largo de un despegue basal dentro de las secuencias de pelitas negras finamente laminadas de la base de la Formación Los Rastros, para luego cortar secuencia arriba a lo largo de los niveles más competentes de las formaciones Los Rastros, Ischigualasto, Los Colorados, y Quebrada de Médano. Los indicadores cinemáticos revelan un movimiento inverso dominante con desplazamiento del bloque de techo al oeste a lo largo de un plano de azimut N 198° e inclinación 43°NE, cuyo eje de acortamiento (λ_3) se dispone horizontal según el azimut N 287° (Fig. 6.24).

6.3.4.2 Anticlinal Cerro Rajado y estructuras asociadas

Geometría estructural:

El anticlinal Cerro Rajado (Figs. 6.20 y 6.27), fue reconocido y cartografiado por Gentili (1972), sin profundizar en los aspectos estructurales del mismo. González Segura

(1987), integró por primera vez la información sísmica del Bolsón de Pagancillo para construir una sección estructural esquemática entre el anticlinal Cerro Rajado y las sierras de Los Tarjados y Sañogasta. Reinoso (1994) cartografió el sector norte de anticlinal, y describió la geología del mismo mediante perfiles estratigráficos y dos secciones estructurales esquemáticas, de las cuales, la más septentrional fue proyectada hacia el perfil sísmico 7012-16 (Fig. 4.4; véase la traza en el mapa de la figura 6.27). Posteriormente, López-Gamundi *et al.*, (1997), y Rosello *et al.*, (1997), utilizando el perfil sísmico SM94-14A (Fig. 6.28; véase la traza en el mapa de la figura 6.27), propusieron por primera vez, que este anticlinal fue generado por la inversión tectónica positiva de la falla de Valle Fértil (Fig. 6.27). Más recientemente, Weidmann *et al.*, (2016), realizaron un modelo gravimétrico directo de inversión 2.5D sobre una sección geológica regional realizada por Fauqué *et al.*, (2020), transversal al Cerro Rajado, suministrando así referencias sobre la profundidad del basamento y del espesor sedimentario.

El anticlinal Cerro Rajado se encuentra entre las sillas estructurales del Paso de Lamas y la Quebrada de Jachalleros (Fig. 6.27), y se extiende a lo largo de 23 km con rumbo general NO. De acuerdo a los datos de afloramientos (Fig. 6.27), se trata de un anticlinal asimétrico hacia el SE, con una longitud de onda en su parte central cercana a los 15 km. Presenta un limbo dorsal con una inclinación de entre 35° a 10° NE que gradualmente se horizontaliza hacia el este. Por lo contrario, el limbo frontal es notoriamente más angosto e inclinado, con buzamientos de entre 40° a 60° SE. La proyección del limbo frontal, en el ámbito de la Cuenca del Bermejo se encuentra pobremente constreñida debido a la mala calidad y falta de cobertura de los perfiles sísmicos en dicha cuenca. En superficie, el anticlinal expone en su núcleo la Formación Los Rastros. Hacia la terminación noroccidental del anticlinal, las formaciones Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados, se encuentran afectadas por numerosos domos y diques andesíticos de la Formación La Moradita, con rumbos NE-ENE (Reinoso, 1994). Sobresale además en el sector noroccidental del anticlinal, la existencia de la discordancia angular entre las formaciones Los Colorados y Quebrada de Médano (Figs. 4.16; 6.27), la cual inclina entre 30° a 45° hacia el este (Bossi, 1977; Malizzia, 1987). En la terminación suroriental del anticlinal no se observan cuerpos y depósitos de origen volcánico, pero sobresale en el terreno la presencia de una falla transcurrente sinistral de rumbo NNO de unos 9 km de longitud, que se extiende desde la Quebrada de Los Jachalleros hasta la región central del anticlinal (Fig. 6.27).

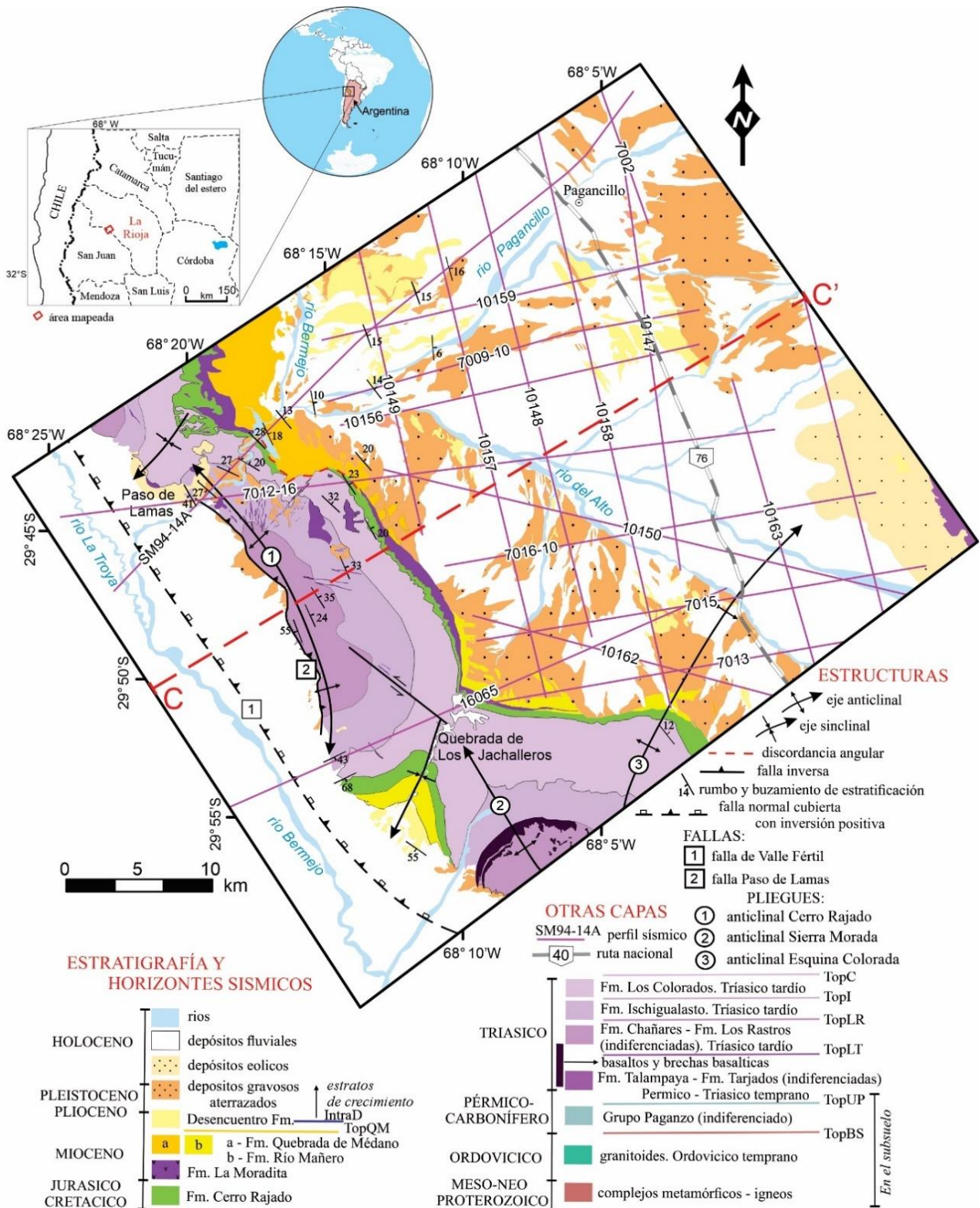


Fig. 6.27: Mapa geológico del anticlinal Cerro Rajado en el sector occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, mostrando las estructuras principales, y la ubicación de los perfiles sísmicos, entre ellos el perfil SM94-14A interpretado en la figura 6.28. Este mapa muestra la orientación del modelo estructural C-C' reconstruido en la figura 6.29. Mapa basado en la compilación de antecedentes geológicos y mapas geológicos del SEGEMAR, enriquecido con datos propios de campo.

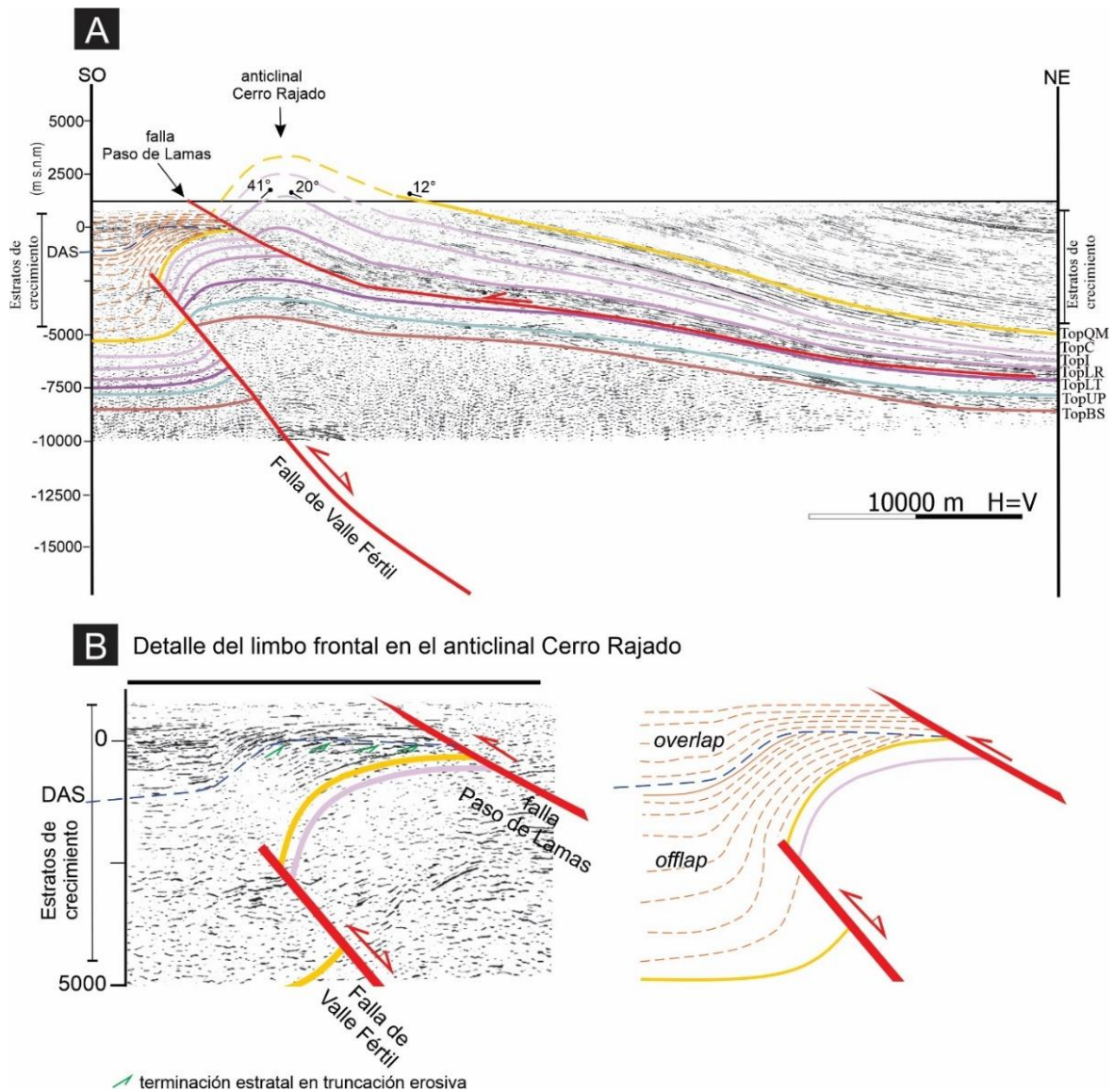


Fig. 6.28: Perfil sísmico SM94-14A interpretado y convertido a profundidad. El esquema de colores de los reflectores interpretados está detallado en la Figura 6.27. DAS: Discordancia angular sintectónica.

La interpretación del perfil sísmico SM94-14A (Fig. 6.28 A), permite establecer que la falla de Valle Fértil en su posición infrayacente con respecto al anticlinal Cerro Rajado presenta características de falla ciega. La proyección del plano de falla hasta la superficie permite inferir que la traza de la falla de Valle Fértil se encuentra al menos unos 2 a 3 km al noreste del río Bermejo (Fig. 6.27). El punto de terminación de esta falla se encuentra por debajo de un patrón abanicado de reflectores contra el limbo frontal del anticlinal Cerro Rajado. Este arreglo estratal asignado a la Formación Desencuentro o sus equivalentes cronolitoestratigráficos en la Cuenca del Bermejo (tabla 3.3; Capítulo 3), muestra características típicas de estratos de crecimiento, con reflectores que divergen en profundidad, y se adelgazan y disminuyen sus buzamientos hacia la cresta del anticlinal. Estos reflectores forman al menos dos cuñas abanicadas separadas entre sí por una

discordancia angular sintectónica (cf. Riba, 1976). La cuña infrayacente a la discordancia presenta una geometría en *offlap* rotativo mientras que la cuña suprayacente presenta una geometría de *overlap* rotativo (cf. Riba, 1976; Burbank y Vergés 1996; Poblet 2012; Fig. 6.28 A-B).

En el perfil sísmico SM94-14A (Fig. 6.28 A), y de manera similar a lo observado en el sector norte del anticlinal Cerro Bola, se interpreta la presencia de la falla “Paso de Lamas”, la cual es interpretada como una falla de acomodación en el limbo dorsal del anticlinal Cerro Rajado (“*backlimb thrust*”; Dahlstrom 1970; en Butler 1982). Este tipo de fallas, son muy comunes en el subandino de Bolivia-Argentina, donde se las denomina como fallas de despegue en limbo dorsales (“*backlimb lift-off faults*”; Wolfe *et al.*, 2022, y referencias allí citadas).

La falla Paso de Lamas presenta una vergencia dominante al sudoeste y una geometría de llano-rampa, con un nivel de despegue que correspondería a los niveles incompetentes de pelitas negras finamente laminadas de la base de la Formación Los Rastros. El truncamiento y desplazamiento hacia arriba de algunos reflectores en el limbo dorsal y de manera proximal a la cresta del anticlinal es interpretado como una rampa con una inclinación de unos 35° hacia el este. Esta rampa yuxtapone en superficie las formaciones Los Rastros, Ischigualasto, Los Colorados y Quebrada de Medaño sobre los estratos de crecimiento antes mencionados, formando así el relieve topográfico que caracteriza el Cerro Rajado (Fig. 6.27).

En resumen, el estilo estructural del anticlinal Cerro Rajado en el subsuelo es consistente con una estructura en forma de “arpón” (e.g., Cooper y Williams, 1989), donde la infrayacente falla de Valle Fértil está totalmente invertida. Sin embargo, al encontrarse la cresta del anticlinal parcialmente decapitada por la falla Paso de Lamas, generando así el estilo estructural observado en superficie, el estilo estructural general del anticlinal Cerro Rajado puede ser interpretado como una estructura imbricada (e.g., Shaw *et al.*, 1999). Considerando los modelos conceptuales de inversión tectónica (e.g., Bonini *et al.*, 2012 y referencias allí citadas), el estilo de deformación del anticlinal Cerro Rajado presenta características estructurales consistentes a las generadas por el efecto de contrafuerte contra su bloque yacente de la falla de Valle Fértil (“*buttressing*”, Cooper *et al.*, 1989; Butler 1989; Bailey *et al.*, 2002). Debido a este efecto, el acortamiento horizontal se habría concentrado en las rocas del *synrift*, favoreciendo así el desarrollo de la falla Paso de Lamas debido a los fuertes contrastes de competencia de las pelitas negras de la base de la Formación Los Rastros con respecto a las rocas supra e infrayacentes.

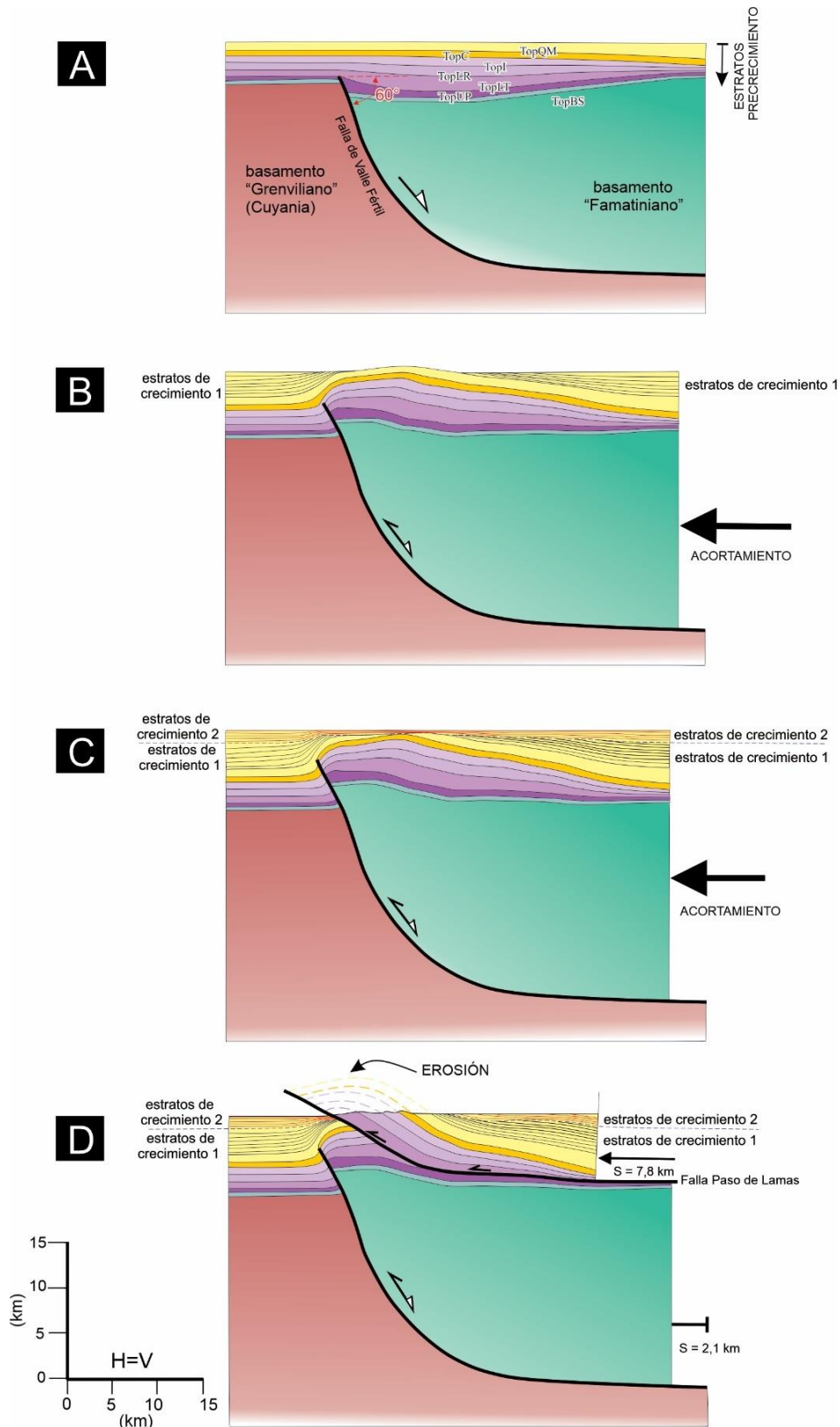


Fig. 6.27: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del anticlinal Cerro Rajado de acuerdo a la transecta C-C' (Fig. 6.27). Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado utilizando el modelo cinemático Trishear (Erslev, 1991), para modelar en las etapas B y C la inversión tectónica de la falla de Valle Fértil, la geometría del limbo frontal y de la charnela, mientras que la geometría del limbo dorsal fue modelada con una cizalla inclinada de -30° . La etapa D, muestra la evolución final del anticlinal Cerro Rajado modelado a partir de una falla preexistente (Paso de Lamas), utilizando la teoría del plegamiento por flexión de falla de Suppe (1983). Colores de las unidades geológicas de acuerdo a la figura 6.27.

Modelo cinemático:

Teniendo en cuenta las relaciones de corte entre las estructuras y los estratos de crecimientos interpretados en el perfil sísmico SM94-14A (Fig. 6.28), se realizó un modelo cinemático que permite comprender la evolución estructural del anticlinal Cerro Rajado, a lo largo del perfil C-C' (Fig. 6.27).

En la etapa previa a la deformación (Fig. 6.29 A) se consideraron las unidades dispuestas de manera horizontal, con los espesores reconstruidos y reconocidos para la zona, con una longitud inicial correspondiente a la longitud restituida del anticlinal Cerro Rajado. Teniendo en cuenta los datos geocronológicos disponibles en la Formación Desencuentro en proximidad al Cerro Rajado (Fig. 3.12; Lemos Santos *et al.*, 2019), y los datos y modelos termocronológicos en las unidades triásicas exhumadas en el anticlinal (Ezpeleta *et al.*, 2022; véase Capítulo 7), se considera que al menos 2000 m de la sección basal de la Formación Desencuentro fueron depositados previamente a las etapas de deformación y crecimiento del anticlinal. Posteriormente, y de manera sincrónica a esas etapas se depositó el resto de la Formación Desencuentro, formando así los estratos de crecimiento descritos anteriormente (Fig. 6.28).

De acuerdo al estilo estructural interpretado, se propone un modelo cinemático de plegamiento *Trishear* para resolver parcialmente la geometría en arpón del anticlinal Sierra Morada. Durante las dos primeras etapas de evolución estructural del anticlinal (Figs. 6.29 B-C), la falla de Valle Fértil con una inclinación de 60° , transmite acortamiento hacia la superficie mediante una zona de cizalla triangular con un ángulo apical de 70° , y un p/s que varía de 1,8 (etapa B) a 1,5 en la etapa C. Durante estas etapas, el movimiento y deformación del bloque colgante fue modelado mediante una cizalla inclinada de -30° .

En la etapa B (Fig. 6.29 B), la falla de Valle Fértil alcanza un grado de inversión total o completo, es decir que el tope del basamento (*pre-rift*) sobrepasó su punto nulo, adquiriendo una posición por encima de la posición previa a la extensión. Durante las etapas iniciales de deformación, culminando en la etapa B, se deposita la sucesión de estratos de crecimientos 1, caracterizada por un patrón abanicado o en cuña de bancos que convergen hacia el limbo frontal del anticlinal Cerro Rajado. Estos estratos de crecimiento presentan una disposición en *offlap* rotativo (Fig. 6.28B), que evidencian rotación progresiva de las superficies depositacionales en condiciones de levantamiento tectónico acelerado bajo tasas de sedimentación constantes (*cf.* Riba, 1976; Burbank y Vergés 1996; Poblet 2012).

En la etapa C (Fig. 6.29 C), el punto de terminación de la falla de Valle Fértil alcanza la base de la sucesión de estratos de crecimientos 1, luego de un desplazamiento total de

la falla de ~ 4325 m. Durante sucesivas etapas posteriores a la etapa B, culminando en la etapa C, se deposita la sucesión de estratos de crecimientos 2, la cual presenta bancos que recubren completamente el anticlinal en una disposición en *overlap* (Fig. 6.28B). Esa disposición de estratos de crecimientos refleja condiciones tectonosedimentarias menguantes luego de la etapa B, donde la tasa de sedimentación fue mucho más elevada que la tasa de crecimiento del anticlinal (Burbank y Vergés 1996; Poblet 2012). Durante esta etapa C, se alcanza el máximo acortamiento de 2100 m (4,3 %), que experimentó el anticlinal Cerro Rajado involucrando el basamento durante la inversión tectónica positiva de la falla de Valle Fértil.

Finalmente, en la etapa D (Fig. 6.29 D), el anticlinal Cerro Rajado adquiere su configuración estructural final de una estructura tipo duplex. Posteriormente a la acumulación de la sucesión de estratos de crecimientos 2 (Fig. 6.29 C), la inversión tectónica positiva de la falla de Valle Fértil es inhibida probablemente debido al efecto de contrafuerte contra su bloque yacente (*“buttressing”*, Cooper *et al.*, 1989; Butler 1989; Bailey *et al.*, 2002). Debido a este efecto, el acortamiento horizontal se habría concentrado en las unidades del *synrift*, favoreciendo así el desarrollo de la falla Paso de Lamas, la cual presenta un nivel de despegue en las pelitas negras ubicadas en la base de la Formación Los Rastros, y una rampa que corta parte del limbo dorsal y la cresta del anticlinal Cerro Rajado. De acuerdo al modelo propuesto en la etapa D (Fig. 6.29 D)., la exposición en superficie del anticlinal Cerro Rajado se encuentra gobernada cuantitativamente por la teoría de plegamiento por flexión de falla (Suppe 1983), donde la falla Paso de Lamas acumuló un desplazamiento de ~7125 m, generando un acortamiento horizontal en la cobertura sedimentaria de 7800 m (17%) (Fig. 6.29 D).

6.3.4.3 Anticlinal Sierra Morada y estructuras asociadas

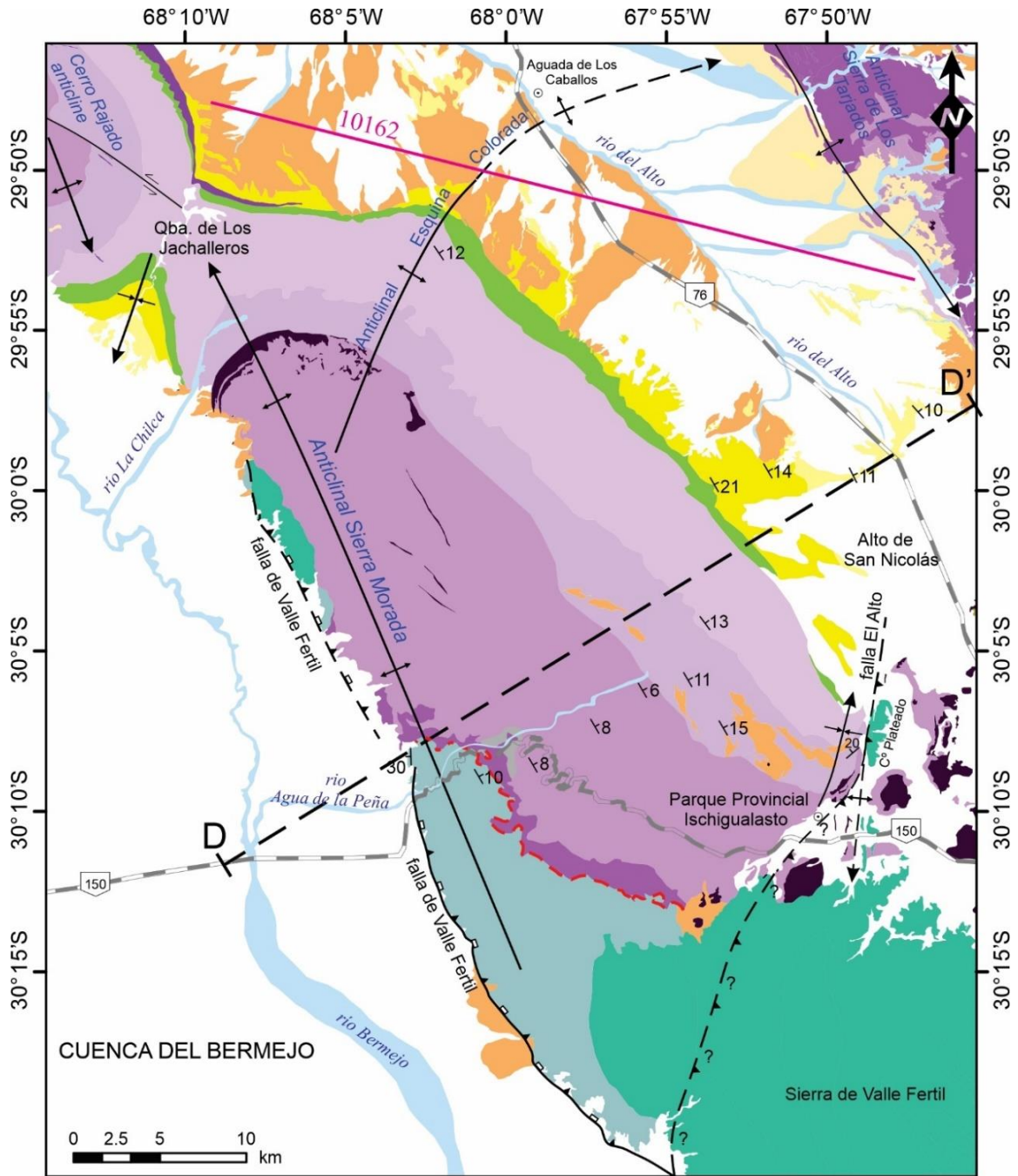
Geometría estructural:

Merece una especial mención el trabajo de Arnold Heim (1949), quien fuera el primer geólogo en realizar las primeras observaciones geológicas, y la primera sección estructural esquemática a lo largo de la quebrada del río Agua de la Peña (Figs. 1.5 y 6.30). Este autor reconoció la existencia de un anticlinal de grandes dimensiones a escala kilométrica, el cual denominó como el “anticlinal de la Sierra Helida”. Posteriormente, varios autores han mencionado la presencia de este anticlinal (Gentili, 1972; Jordan y Allmendinger, 1986; Milana y Alcober, 1994; Malizzia *et al.*, 1995; Rosello *et al.*, 1997; Furque *et al.*, 2003, 2020;

Siame *et al.*, 2005; Ortiz *et al.*, 2015; Perucca *et al.*, 2018). Sin embargo, hasta la fecha los aspectos estructurales y evolutivos del anticlinal no han sido analizados.

En esta tesis, se propone la denominación “anticlinal de la Sierra Morada” de acuerdo a las toponimias vigentes del Instituto Geográfico Argentino (IGN) para referirse a la sierra homónima.

El anticlinal de la Sierra Morada (Figs. 6.30 y 6.31 A), constituye uno de los rasgos topográficos y estructurales de primer orden más notorios en el borde occidental de la cuenca. Desde el extremo norte de la Sierra de Valle Fértil hasta la Quebrada de Los Jachalleros, presenta un eje buzante al NO, y con una extensión longitudinal cercana a los 45 km. De acuerdo al perfil topográfico *swath* 1 (Fig. 6.31 B), la curva de elevaciones promedio siguiendo el rumbo del eje del anticlinal Sierra Morada, muestra una tendencia decreciente de las elevaciones desde el sudeste hacia el noroeste, desde los ~1700 a los ~ 1400 m s.n.m, respectivamente. Esta tendencia refleja la disminución del relieve estructural del anticlinal conforme el mismo desarrolla una nariz o terminación periclinal en la Quebrada de Los Jachalleros (Figs. 6.30 y 6.31 A). Localmente, unos kilómetros antes de la Quebrada del río La Chilca (Figs. 6.30 y 6.31 A), la tendencia topográfica antes mencionada, es interrumpida por el cerro Mogote El Toro (Figs. 6.31 A-B). Este resalto topográfico alcanza una elevación promedio de 1782 m s.n.m, y su ubicación se encuentra relacionada a la exposición de rocas de basamento cristalino Ordovícico mediante la falla de Valle Fértil, y también al desarrollo del anticlinal “Esquina Colorada” (Figs. 6.30 y 6.31 A), el cual es analizado en detalle en el apartado subsiguiente.



ESTRATIGRAFÍA Y HORIZONTES SISMICOS

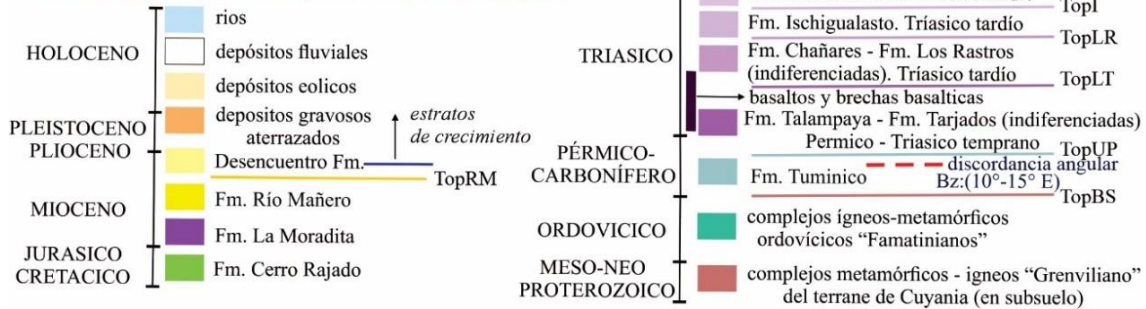


Fig. 6.30: Mapa geológico de los anticlinales Sierra Morada y Esquina Colorada en el sector sudoccidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, mostrando las principales estructuras, y la ubicación del perfil sísmico 10162 interpretado en el dominio de profundidad en metros en este capítulo. Mapa basado en la compilación de antecedentes geológicos y mapas geológicos del SEGEMAR, enriquecido con datos propios de campo. La sección geológica D-D' está representada en la figura 6.32.

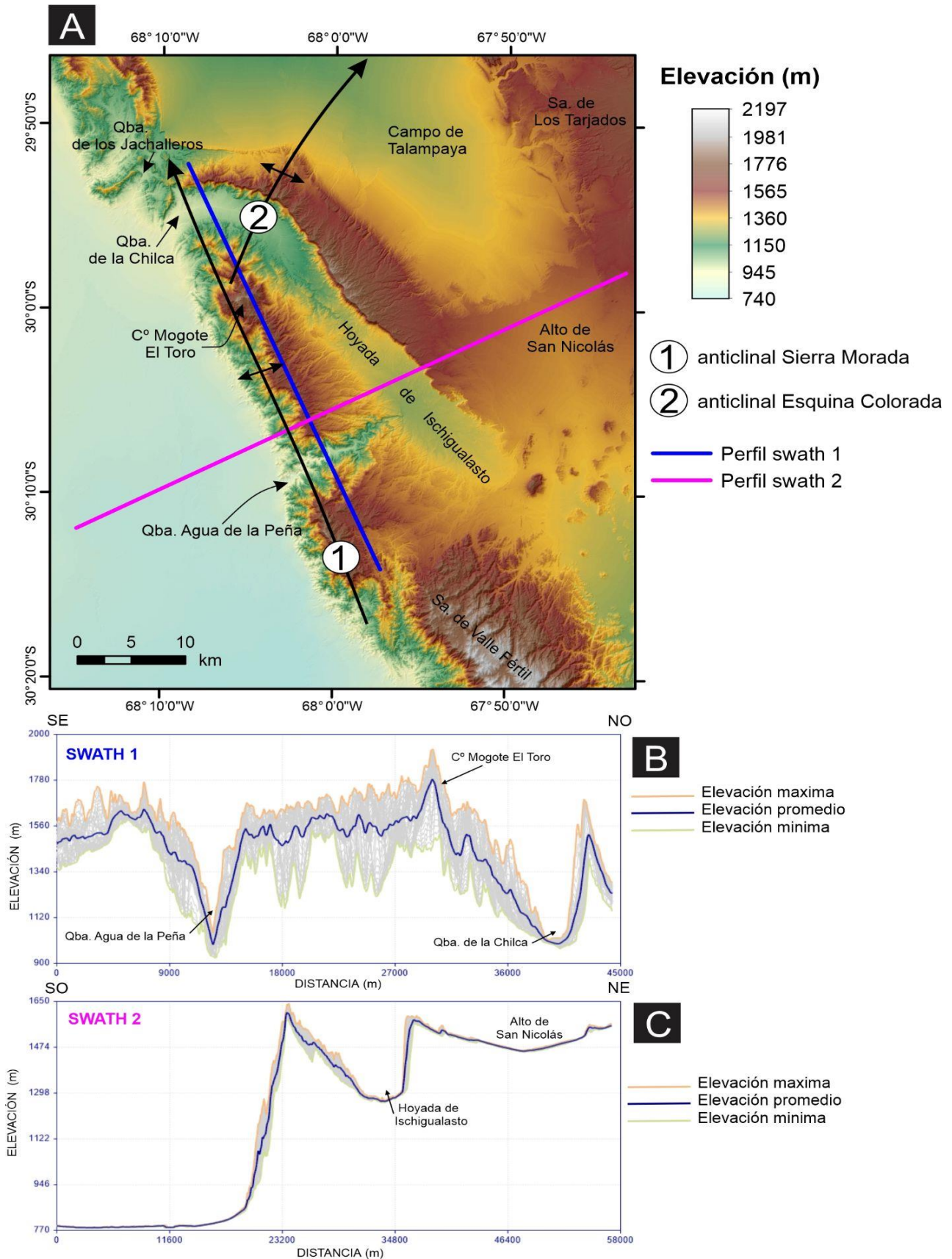


Fig. 6.31: A) Modelo digital de elevaciones SRTM 30m del anticlinal Sierra Morada y sectores aledaños. B) Perfil topográfico swath 1 con un ancho de faja de 3 km, longitudinal al eje del anticlinal Sierra Morada. C) Perfil topográfico swath 2 con un ancho de faja de 3 km, ortogonal al eje del anticlinal Sierra Morada.

Otro rasgo topográfico llamativo visualizado en el perfil topográfico *swath* 1 (Fig. 6.31 B), es la Quebrada o Cañón del río Agua de La Peña, que presenta un relieve local cercano a los 400 m. Este marcado relieve fluvial pone en evidencia el carácter antecedente del río Agua de la Peña en respuesta al levantamiento del anticlinal Sierra Morada, que provocó la reorganización de las líneas de drenaje debido a la captura e inversión del drenaje en su cuenca (Perucca *et al.*, 2018).

En la región central del anticlinal Sierra Morada y de manera ortogonal a su eje, el perfil topográfico *swath* 2 (Fig. 6.31 C) muestra el marcado relieve asimétrico del anticlinal en la dirección NE-SO. A su vez, en el perfil *swath* 2 sobresale un sector topográficamente deprimido que corresponde a la Hoyada de Ischigualasto. Este relieve refleja la elevada erodabilidad de la Formación Ischigualasto, con respecto a las formaciones Los Colorados y Los Rastros (Fig. 6.30).

Desde el Alto de San Nicolás hasta el ingreso a la Quebrada Agua de la Peña en el límite con la cuenca del Bermejo (Fig. 6.30), los datos de rumbo y buzamiento de la estratificación permiten reconstruir la geometría del anticlinal, con un buen control de los espesores sedimentarios, debido a que la amplia superficie del anticlinal expone de manera completa la sucesión carbonífera-neógena (Milana y Alcober, 1994; Malizzia *et al.*, 1995; Caselli, 1998; Mancuso y Caselli, 2012; Currie *et al.*, 2009; Colombi *et al.*, 2017, 2018; Santi Malnis *et al.*, 2020). De esta manera, la sección geológica-estructural A-A' de la figura 6.32, retrodeformada para ilustrar la evolución cinemática del anticlinal de la Sierra Morada, muestra que esta estructura se desarrolla en el bloque colgante de la falla maestra de Valle Fértil, y presenta una longitud de onda de unos 40 km. Desde el punto de vista geométrico, el anticlinal es asimétrico hacia el sudoeste, con la típica geometría en “arpón” de los anticlinales de inversión tectónica positiva, ya mencionada anteriormente en los anticlinales Cerro Bola y Cerro Rajado. Con respecto a sus limbos, el anticlinal presenta un limbo dorsal largo y tendido que inclina entre 5° a 25° NE, mientras que el limbo frontal es notoriamente más corto, e inclina entre 15° a 35° SO, lo que permite establecer un plano axial subvertical.

Sobre la ruta Nacional N°150 (Fig. 6.30), y en las inmediaciones con la cresta del anticlinal Sierra Morada, se encuentra la discordancia angular entre las formaciones Tuminico y Talampaya (Bossi y Andreis, 1985; Colombi *et al.*, 2018). Esta discordancia angular inclina 10-15° hacia el este, siendo oblicua con muy bajo ángulo con el plano de estratificación de las sedimentitas de la Formación Tuminico. Hacia el sudeste, cerca del ingreso al Parque Provincial Ischigualasto, el limbo dorsal del anticlinal Sierra Morada se encuentra afectado por numerosos diques y coladas basálticas alcalinas típicas de la etapa

de *synrift* del Triásico temprano-tardío. Estos afloramientos, en su amplia mayoría corresponden a una amplia colada basáltica con un espesor de entre 1,5 y 30 metros, asignada a la Formación Baldecitos, la cual se apoya en los niveles superiores de la Formación Los Rastros, inclinándose unos 3 a 5 grados hacia el este (Mozetic, 1974; Monetta *et al.*, 1993). También, sobre este sector, sobresale la presencia de un sinclinal con un eje de rumbo NE (Heim, 1949), que se desarrolla en el bloque yacente o de manera frontal a la falla inversa “El Plateado” (Mozetic, 1974), también denominada como falla “El Alto” (Cardinali *et al.*, 1999; Fig. 6.30). Esta estructura, presenta un rumbo general SO-NE, y sobrecorre el basamento cristalino ígneo- metamórfico Ordovícico del extremo norte de la Sierra de Valle Fértil (Cerro Plateado), por encima de las sedimentitas triásicas, generando así el sinclinal antes mencionado. En el limbo suroriental de este sinclinal, la Formación Ischigualasto inclina entre 20° a 30° hacia el NO y NNO, mientras que la Formación Los Rastros progresivamente se verticaliza hacia el sector proximal de la falla (Heim, 1949; Cardinali *et al.*, 1999; Monetta *et al.*, 1993; Currie *et al.*, 2009).

De acuerdo a Rosello *et al.*, (1997) y Ortiz *et al.*, (2021), la traza de la falla El Plateado o El Alto, se extendería en forma de una ramificación de la Falla Valle Fértil hacia el noreste bordeando el Cerro Plateado (Fig. 6.30), hasta unirse con la falla responsable de la conformación del anticlinal de la Sierra de Los Tarjados (Fig. 6.30). Sin embargo, de acuerdo a la interpretación de los perfiles sísmicos del sur de la cuenca (véase capítulo 4), y a los datos estructurales de afloramientos sobre el Alto de San Nicolás (Fig. 6.30), la continuidad de la falla El Alto hacia el noreste es discutible, debido a que no se observan evidencias sobre su existencia en subsuelo y en afloramientos. De esta manera esta falla perdería rechazo vertical y expresión superficial a unos 5 a 10 km al noreste del Cerro Plateado (Fig. 6.30). Alternativamente, a la propuesta de Rosello *et al.*, (1997), la continuidad de la falla El Alto hacia el sur fue estudiada por Cardinali *et al.*, (1999), quienes mediante un análisis estructural detallado propusieron que la falla posee un rumbo N-S, y se extiende por unos 12 km desde el Cerro Plateado hasta el extremo norte de la Sierra de Valle Fértil. Esta propuesta es sustentada mediante secciones estructurales esquemáticas que muestran que la falla El Alto pierde rechazo vertical hacia el sur, formando como consecuencia de su propagación hacia la superficie un anticlinal (Fig. 6.30). De acuerdo a Cardinali *et al.*, (1999), el estilo y cinemática del anticlinal es consistente con un anticlinal por propagación de falla transportado (Mitra, 1990; Suppe y Medwedeff, 1990), con una marcada asimetría hacia el oeste.

Modelo cinemático:

La figura 6.32 muestra la evolución cinemática del anticlinal Sierra Morada de acuerdo a la sección geológica-estructural D-D' transversal a su eje (Fig. 6.30). La figura 6.32 A muestra la versión restituida del anticlinal considerando las unidades dispuestas de manera horizontal, con los espesores reconstruidos y reconocidos para la zona. Esta etapa representa el escenario previo al inicio del acortamiento tectónico e inversión tectónica de la falla de Valle Fértil en este sector de la cuenca, ocurrida aproximadamente a los 10-8 Ma de acuerdo a los datos y modelos termocronológicos (Fosdick *et al.*, 2015; Ortiz *et al.*, 2015, y Ezpeleta *et al.*, 2022). Teniendo en cuenta además los datos geocronológicos disponibles en la Formación Desencuentro (Malizzia *et al.*, 1995; y referencias allí citadas), se considera que al menos 600 m de la sección basal de la Formación Desencuentro fueron depositados previamente a las etapas de deformación y generación del anticlinal. Durante esas etapas se depositó el resto de la Formación Desencuentro formando estratos de crecimiento.

De acuerdo al estilo estructural interpretado, se propone un modelo cinemático de plegamiento *Trishear* para resolver la geometría en arpón del anticlinal Sierra Morada. Durante la evolución estructural o amplificación del anticlinal (Figs. 6.32 B y C), la falla de Valle Fértil con una inclinación de 48° , transmite acortamiento hacia la superficie mediante una zona de cizalla triangular con un ángulo apical de 95° y un p/s de 1,5. Durante estas etapas, el movimiento y deformación del bloque colgante fue modelado mediante una cizalla inclinada de -30° .

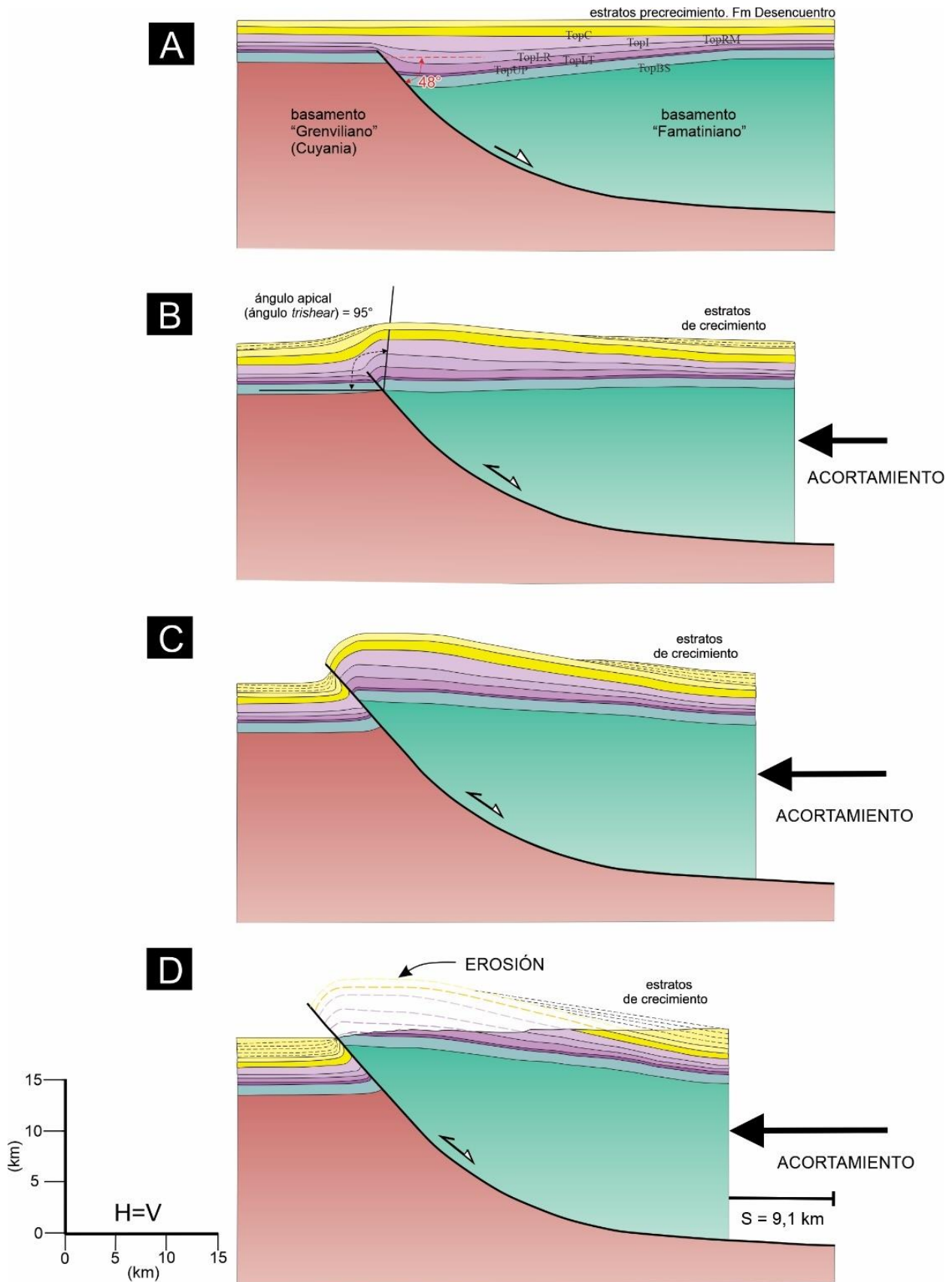


Fig. 6.32: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del anticlinal Sierra Morada de acuerdo a la transecta D-D' (Fig. 6.30). Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado utilizando el modelo cinemático Trishear (Erslev, 1991), para modelar la geometría del limbo frontal y de la charnela, mientras que la geometría del limbo dorsal fue modelada con una cizalla inclinada de -30° . Colores de las unidades geológicas de acuerdo a la figura 6.30.

En la etapa B de la figura 6.32, la falla de Valle Fértil alcanza un grado de inversión total o completo, es decir que el tope del basamento (*pre-rift*) alcanza su punto nulo, es decir que recobra su posición regional previa a la extensión. Durante esta etapa y la subsiguiente etapa de deformación (etapa C), la velocidad relativa de acumulación modelada para los estratos de crecimiento de la Formación Desencuentro, permite que gradualmente los estratos se acumulen y finalicen en *onlap* contra el limbo dorsal del anticlinal, de acuerdo a los datos de buzamientos relevados en afloramientos. Por lo contrario, los estratos de crecimiento acumulados contra el limbo frontal, gradualmente adquieren un arreglo abanicado, con bancos que convergen hacia la falla de Valle Fértil, y se engrosan hacia la Cuenca del Bermejo. Este patrón de estratos de crecimiento es similar al interpretado en perfiles sísmicos ubicados hacia el sur y de manera proximal a la Sierra de Valle Fértil (Zapata y Allmendinger, 1996). Desde el punto de vista tectonosedimentario, esta disposición de estratos de crecimientos permite establecer que el anticlinal Sierra Morada creció a una tasa de levantamiento superior a la tasa de sedimentación sintectónica (Poblet, 2012, y referencias allí citadas).

Finalmente, en la última etapa de la deformación hacia los tiempos recientes (Fig. 6.32 D), la magnitud del acortamiento total del anticlinal Sierra Morada a lo largo de la transecta D-D' (Fig. 6.30), es de 9100 m (16,5%). Por su parte, la falla de Valle Fértil alcanzó un desplazamiento total de 9825 m, lo que provocó que la unidad carbonífera (Formación Tuminico), se encuentre casi totalmente exhumada, y que el basamento alcance una profundidad cercana a la superficie.

6.3.4.4 Anticlinal Esquina Colorada

Geometría estructural:

En el límite del Bolsón de Pagancillo y el Campo de Talampaya, sobre la Ruta Nacional 76 y en proximidad al río El Alto, se encuentra el paraje o hito topográfico denominado como la Aguada de Los Caballos (Figs. 6.30 y 6.31). En ese lugar, Gentili (1972) observó que los estratos neógenos de la Formación Desencuentro se disponen con rumbo aproximado E-O y con un buzamiento de 12° hacia el norte, en contraposición a la tendencia dominante de rumbo nor-noroeste y buzamientos hacia el este-noreste observada en gran parte del limbo dorsal del anticlinal Sierra Morada. Estas observaciones estructurales, además son coincidentes con una marcada inflexión de las curvas isoanómalas de Bouguer hacia el este, sobre la falla de Valle Fértil (Fig. 5.5). Como se

mencionó en el Capítulo 5, esa inflexión es atribuida a los contrastes laterales de densidad vinculados al anticlinal “Esquina Colorada” y la infrayacente falla “Aguada de Los Caballos”. Estas estructuras fueron interpretadas y brevemente analizadas en el capítulo 4 mediante el perfil sísmico 10162 (Fig. 6.33).

Resulta de interés mencionar que Rosello *et al.*, (1997) aparentemente reconoció estas estructuras en el perfil sísmico 10163 (véase su orientación en la Fig. 4.1). Además, recientemente Fauqué *et al.*, (2020) también esquematizó en su sección geológica B-B’ un anticlinal en el subsuelo del Campo de Talampaya, con una ubicación consistente al anticlinal Esquina Colorada. Sin embargo, estos autores al igual que Rosello *et al.*, (1997), no precisaron la ubicación del anticlinal, y tampoco suministraron información sobre las características estructurales.

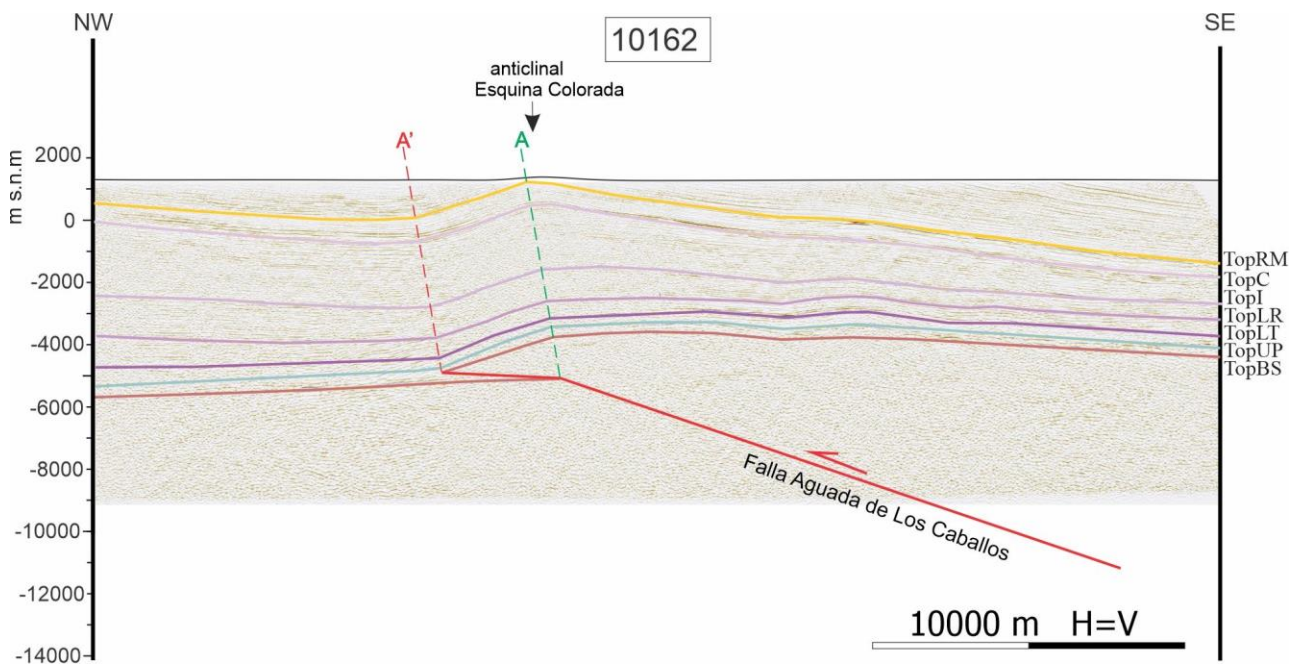


Fig. 6.33: Perfil sísmico 10162 interpretado y convertido a profundidad. El esquema de colores de los reflectores interpretados está detallado en la Figura 6.30. La línea A discontinua de color verde, representa la superficie axial activa del anticlinal Esquina Colorada, mientras que la línea B discontinua representa la superficie axial inactiva.

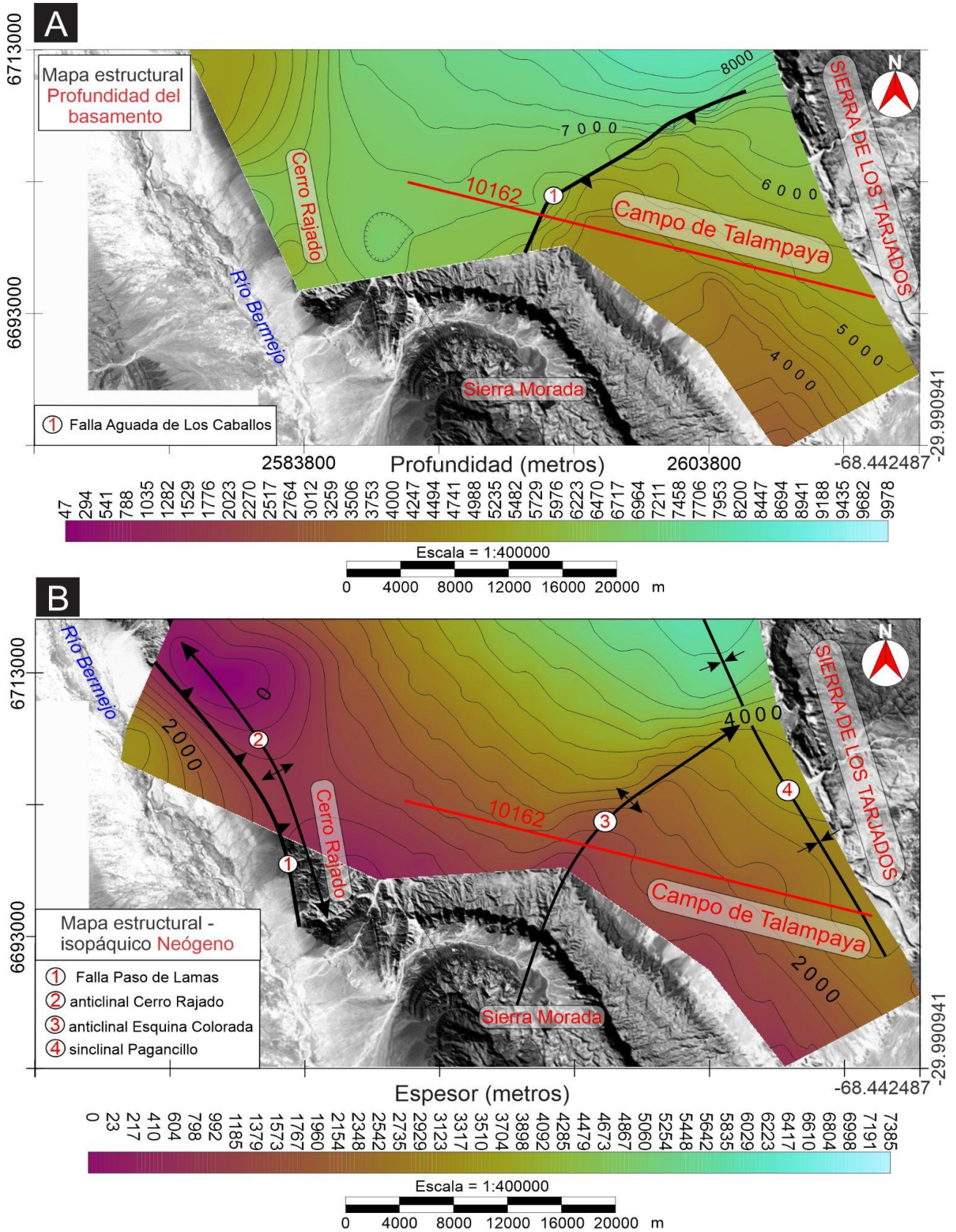


Fig. 6.34: Mapas estructurales-isopáquicos (referidos a la superficie topográfica) al tope de: A) basamento cristalino, B) Triásico (TopC), que representa el espesor total de todas las unidades del Neógeno. Estos mapas han sido confeccionados mediante la interpretación sísmica de trece perfiles sísmicos en TWT, y luego convertidos a profundidad utilizando las velocidades interválicas generadas a través del procesamiento NMO utilizando la relación de Dix (1955), para cada unidad geológica. Los valores de las profundidades son aproximados debido a las incertezas del método.

De acuerdo al perfil sísmico 10162 (Fig. 6.33), y los mapas isópacos-estructurales (Fig. 6.34 A-B), el anticlinal Esquina Colorada yace en el bloque colgante de la falla Aguada de Los Caballos. Además, los datos geológicos de superficie indican que la falla Aguada de Los Caballos intersecta hacia el sudoeste a la falla de Valle Fértil. Esta última observación, como así también la vergencia de ambas fallas permite establecer que la falla Aguada de Los Caballos se trata de una ramificación divergente de la falla de Valle Fértil (“*diverging splay*”; cf. Boyer y Elliott, 1982).

El anticlinal posee un eje curvo con inmersión hacia el NE, extendiéndose desde el extremo septentrional de la Sierra Morada (Cerro Mogote El Toro; Fig. 6.31), hacia el subsuelo del Campo de Talampaya por unos 30 km hasta unos 6 km de la Sierra de Los Tarjados (Figs. 6.33 y 6.34 B). En el ámbito de la Sierra Morada, el anticlinal Esquina Colorada involucra en la deformación las rocas del triásico tardío-Cretácico(?); (formaciones Los Rastros, Ischigualasto, Los Colorados, Cerro Rajado), observándose a escalas de imágenes satelitales el notorio plegamiento de estas unidades, y el marcado contraste de erodabilidad que presenta la Formación Ischigualasto, ya mencionado en el apartado anterior.

En el Campo de Talampaya, estas unidades yacen en el subsuelo y son cubiertas por la espesa sucesión miocena (formaciones Rio Mañero y Desencuentro). Esta sucesión aflora de manera saltuaria a lo largo del eje del anticlinal, y se encuentra cubierta por sedimentos cuaternarios que forman pedimentos gravosos levemente basculados hacia el noreste. Hacia la nariz o terminación periclinal desarrollada hacia el noreste en proximidad a la Sierra de Los Tarjados, la sucesión miocena se encuentra cubierta por importantes acumulaciones de arenas eólicas (Tripaldi y Limarino 2000). En este sector, solamente son expuestos algunos afloramientos de la Formación Desencuentro a lo largo de exposiciones naturales generadas por los numerosos cauces efímeros que disectan el anticlinal, siendo el cauce del río El Alto el de mayor envergadura (Fig. 6.30).

De acuerdo a la interpretación estructural del perfil sísmico 10162 y a los datos relevados en campo (Fig. 6.33), el anticlinal Esquina Colorada es asimétrico hacia el noroeste. Presenta un extenso limbo dorsal que inclina menos de 10° SE, y un limbo frontal angosto que inclina entre 10 y 20° N-NO. Hacia el núcleo la información sísmica es de muy baja calidad, probablemente debido a una mayor deformación asociada a la inserción del basamento en forma de cuña. De acuerdo a estas observaciones, el estilo estructural del anticlinal Esquina Colorada es consistente a un anticlinal simple de rampa (cf. Suppe, 1983), debido a que la estructuración principal es atribuida a la falla Aguada de Los

Asumiendo conservación de espesores y de líneas de los bancos durante el plegamiento, la geometría del anticlinal Esquina Colorada esta principalmente asociada a la geometría de la falla Aguada de Los Caballos. Así, mediante la utilización de las relaciones de plegamiento por flexión de falla de Suppe (1983), visualizadas en el gráfico de la figura 6.34, es posible definir las características geométricas de la falla Aguada de Los Caballos. De acuerdo a lo interpretado en el perfil sísmico 10162 (Fig. 6.33), el ángulo interlimbo del anticlinal (γ) es 82° , y el ángulo inicial de corte (θ) de la falla es 19° . Utilizando estos valores, el cambio de buzamiento de la falla (φ) es 15° , y el ángulo de corte en el bloque colgante (β) luego de la flexión cóncava hacia abajo de la falla es 20° (Fig. 6.34).

Modelo cinemático:

Mediante la interpretación del estilo estructural del anticlinal Esquina Colorada y su restitución a través del perfil sísmico 10162, es posible proponer un modelo cinemático que explica el modo en que tuvo lugar la configuración del anticlinal. Así, el modelo propuesto (Fig. 6.35), muestra el desarrollo en profundidad de un corrimiento (falla Aguada de Los Caballos), que involucra el basamento ígneo-metamórfico Ordovícico, debido a que este corrimiento afecta el bloque colgante de la falla de Valle Fértil. Este corrimiento se inserta en un despegue dentro de la cubierta sedimentaria sobre la base del Grupo Paganzo y su empuje progresivamente origina anticlinal Esquina Colorada.

La figura 6.35 A, muestra la versión restituida del anticlinal, las incipientes superficies axiales y la falla Aguada de Los Caballos en bancos o estratos no deformados. La restitución del anticlinal considera que el anticlinal comenzó su evolución estructural posteriormente a la depositación de la Formación Desencuentro. Esta propuesta está sustentada de acuerdo a la ausencia de estratos de crecimientos en esa unidad geológica, y a las relaciones de corte estructurales con el anticlinal Sierra Morada, que muestran un desarrollo posterior a esa estructura, posiblemente en un tiempo posterior a los 5 Ma y con evolución hacia tiempos recientes teniendo en cuenta los niveles o pedimentos gravosos cuaternarios, basculados en las inmediaciones al río El Alto (Fig. 6.30).

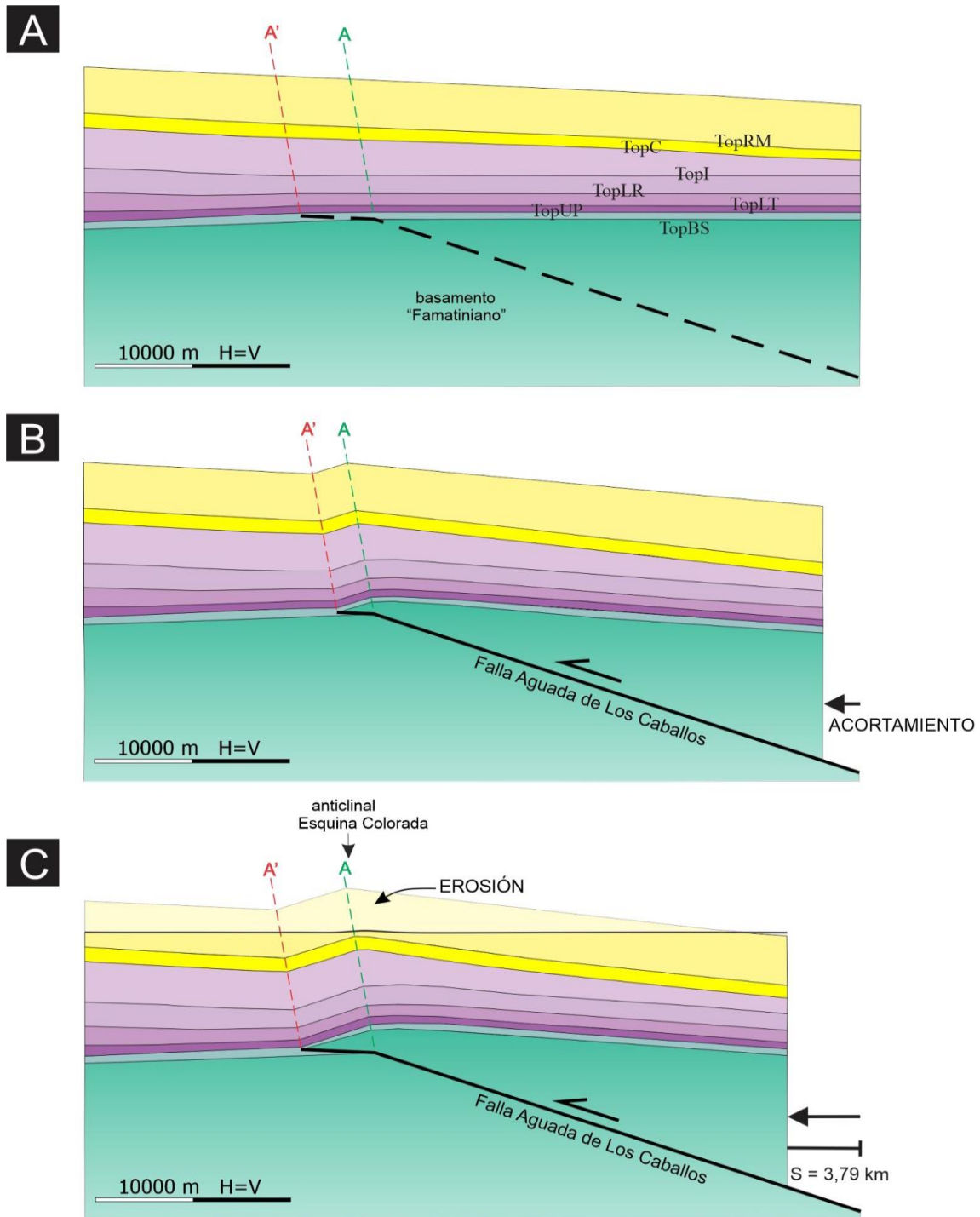


Fig. 6.35: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del anticlinal Esquina Colorada. Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado utilizando la teoría del plegamiento por flexión de falla de Suppe (1983). Las superficies axiales activa e inactiva corresponden a las líneas discontinuas de color verde y rojo, A y A' respectivamente.

El comienzo de la deformación es ilustrado en la figura 6.35 B, en la cual es posible observar que el basamento del bloque colgante de la falla Aguada de Los Caballos ha comenzado a penetrar la cobertura sedimentaria. Durante esta etapa, la falla desplaza el bloque colgante hacia el noroeste a lo largo de un nivel de despegue superior ubicado en la base del Grupo Paganzo. El movimiento del bloque colgante sobre la flexión cóncava

hacia abajo de la falla, resulta en el desarrollo de la superficie axial pasiva o inactiva A' (Fig. 6.38 B). Esta superficie axial inactiva tuvo su origen en la posición de la superficie axial activa A, migrando desde esta última a medida que la falla continúa su desplazamiento. A mayor desplazamiento de la falla el acotamiento también aumenta, lo que provoca que el anticlinal Esquina Colorada se amplifique hasta que la superficie axial inactiva A' adquiera la posición final interpretada en el perfil sísmico 10162 (Fig. 6.18 C). En esta última etapa la magnitud del desplazamiento total de la falla Aguada de Los Caballos es de ~ 3792 m. De acuerdo a las características geométricas del anticlinal, el desplazamiento de la falla debería ser mayor hacia el sudoeste, y gradualmente disminuir hacia el noreste hasta ser nulo en el cierre periclinal desarrollado en esa dirección.

6.3.5 Influencia de la arquitectura del *rifting* Triásico en el estilo de la deformación cenozoica durante la inversión tectónica

La arquitectura de un *rift* es un término utilizado para describir la geometría tridimensional de las estructuras, su distribución espacial y su relación con el relleno de la cuenca (McClay, 2000 y referencias allí citadas). Es ampliamente conocido que la arquitectura de las fallas normales ejerce un fuerte control e influyen en el estilo estructural que se desarrolla durante el subsecuente período de acortamiento e inversión de las cuencas limitadas por fallas maestras y secundarias (Cooper y Williams, 1989). En este sentido, en este apartado primero se plantean algunas consideraciones y observaciones generales sobre un modelo hipotético de la evolución de la falla de Valle Fértil para conformar la cuenca de hemigraben de Ischigualasto-Villa Unión. Este modelo está sustentado parcialmente por varios trabajos tectónicos-sedimentarios (e.g., Milana y Alcober, 1994; Caselli, 1998; Melchor, 2007; Mancuso y Caselli, 2012; Colombi *et al.*, 2017), el cual es complementado utilizando el modelo de evolución de un *rift* con influencia de fábrica discreta, propuesto por Paton (2006). Este modelo conceptual, brinda una noción general sobre la posible evolución espacial y temporal de la falla de Valle Fértil considerando el efecto de la fábrica del basamento heredada en el desarrollo del hemigraben. Sin embargo, este modelo no considera la dirección regional de extensión, aspecto fundamental para la discriminación entre un *rift* oblicuo o un *rift* ortogonal. Esta última consideración, se traduce en diferentes arquitecturas extensionales, generalmente más complejas en un *rift* oblicuo (e.g., Morley *et al.*, 2004).

Si bien, el análisis de la arquitectura del hemigraben Triásico de Ischigualasto-Villa Unión no es considerado como uno de los objetivos generales de esta tesis, se considera

sumamente necesario abordar el tema para explicar el estilo general de los anticlinales de inversión en relación a los controles ejercidos por la arquitectura de la falla maestra de Valle Fértil, y su relación con el relleno del hemigraben.

6.3.5.1 Modelo esquemático de la evolución tectónica de hemigraben de Ischigualasto-Villa Unión

El análisis tectonoestratigráfico de la cuenca de hemigraben de Ischigualasto-Villa Unión establece que la falla de Valle Fértil fue reactivada de manera extensional desde el Pérmico tardío hasta que la cuenca alcanzó el clímax del *rift* durante el Triásico tardío (Milana y Alcober, 1994; Caselli, 1998; Mancuso y Caselli, 2012; Colombi *et al.*, 2017). De acuerdo a estos autores la falla de Valle Fértil es considerada como una zona de debilidad litosférica previa al desarrollo de la cuenca. Esto implica poner en consideración que el crecimiento de la falla debe ser analizado en términos de su desplazamiento y longitud de acuerdo al esquema de evolución de un *rift* con influencia de fábrica discreta, propuesto por Paton (2006). Este esquema (Fig. 6.36), permite complementar los esquemas tectonosedimentarios propuestos para la cuenca (*e.g.*, Milana y Alcober, 1994; Caselli, 1998; Mancuso y Caselli, 2012; Colombi *et al.*, 2017), basados en los modelos de Prosser (1993); Schlische *et al.*, (1996); Gawthorpe y Leeder (2000), entre otros.

La etapa previa a la reactivación extensional de la falla de Valle Fértil (Fig. 6.36 A), considera que esta estructura es una fábrica discreta heredada de eventos orogénicos previos. Durante la etapa del *synrift* inicial (Fig. 6.36 B) en el lapso del Pérmico Superior-Triásico Inferior, la sedimentación de las formaciones Talampaya-Tarjados estuvo restringida a una serie de depresiones o hemigrabenes parcialmente desconectados, cuya subsidencia fue controlada por el movimiento inicial de la falla de Valle Fértil (Milana y Alcober, 1994; Caselli, 1998).

Posteriormente, en un estadio de *synrift* temprano (Fig. 6.36 C), la falla de Valle Fértil evolucionó hacia una etapa denominada como “interacción y unión” (“*interaction and linkage stage*”; Gawthorpe y Leeder, 2000, en Colombi *et al.*, 2017), donde la propagación lateral e interacción de segmentos de fallas normales provocó la unificación de la falla a lo largo de la fábrica previa. Esta etapa estuvo inicialmente caracterizada por una sedimentación aluvial-fluvial (Fm. Chañares), evolucionando hacia una etapa de mayor subsidencia caracterizada por el desarrollo de sistemas lacustres representados por las lutitas carbonosas de la base de la Formación Los Rastros (Colombi *et al.*, 2017). En este contexto la falla de Valle Fértil habría adquirido una gran longitud y escaso desplazamiento, es decir

una baja relación Desplazamiento/Longitud, ya que las fallas normales se propagan rápidamente usando los planos de debilidad previos (e.g., Schlische *et al.*, 1996).

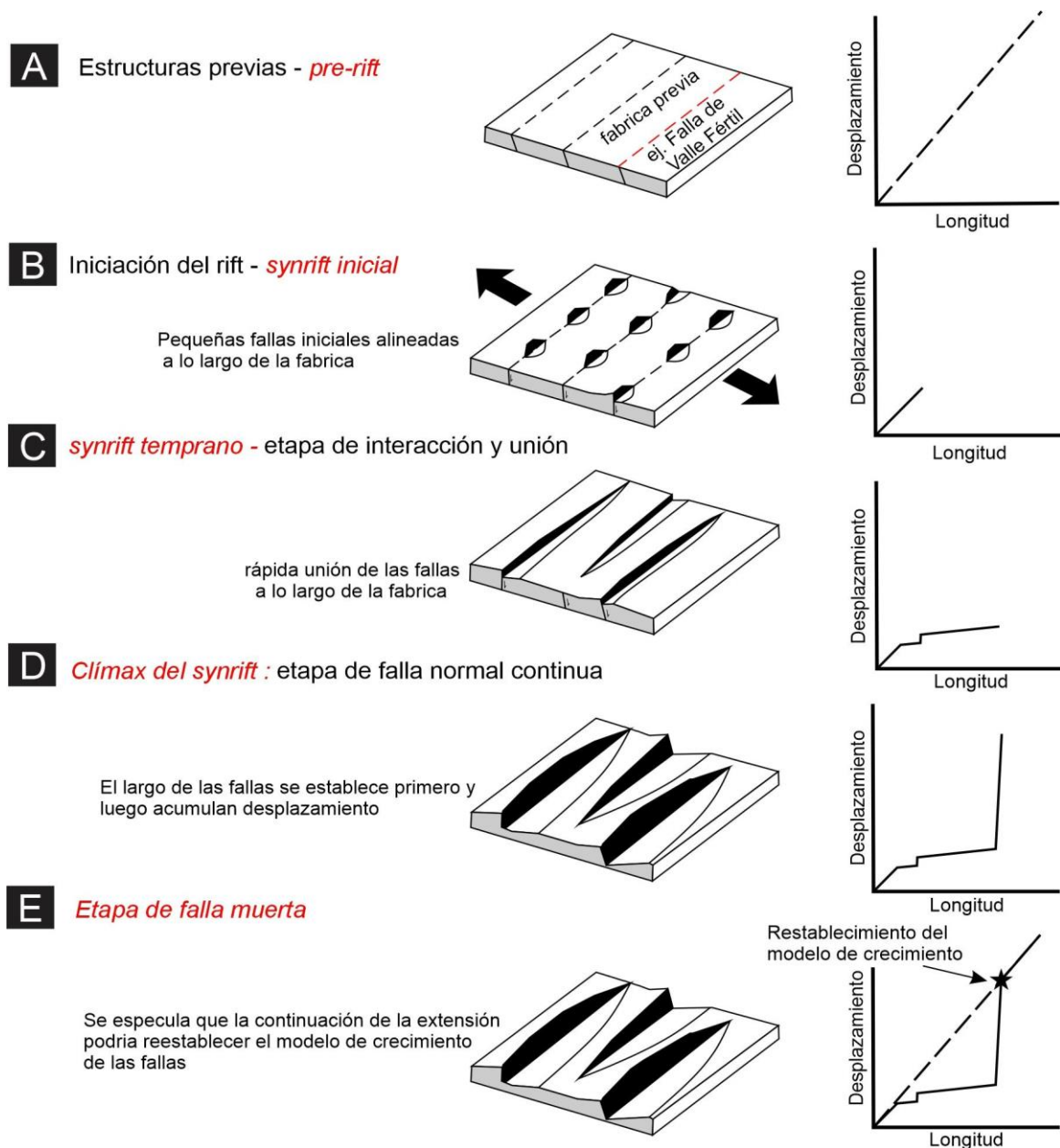


Fig. 6.36: Modelo de crecimiento de fallas normales con influencia de fábrica discreta basado y modificado de Paton (2006). Este modelo se utiliza para explicar la evolución de la falla de Valle Fértil y la conformación del hemigraben durante la tectónica extensional triásica. A) Configuración pre-extensional. B) Iniciación del rift, dominado por fallas pequeñas alineadas a lo largo de la fábrica previa. C) Etapa temprana del rift, donde se registra una unión rápida de las fallas a lo largo de la fábrica, sin el desarrollo de fallas secundarias o internas en la cuenca. D) Instauración del clímax del rift. Las fallas mantienen prácticamente la longitud de la etapa anterior pero el desplazamiento de la falla aumenta marcadamente. E) La etapa E se considera que es equivalente a la etapa de falla muerta propuesta por Gawthorpe y Leeder (2000) hacia la transición del postrift. De acuerdo a Paton (2006), se plantea la posibilidad que un nuevo pulso extensional podría reactivar las fallas normales.

Continuando con el modelo de evolución del *synrift*, ya en una etapa avanzada (Fig. 6.36 D), la falla de Valle Fértil se estableció como una falla normal continua, en la etapa denominada como “*through going fault stage*” (Gawthorpe y Leeder, 2000, en Colombi *et*

al., 2017). Esta etapa es coetánea con la depositación de la Formación Los Rastros y los miembros inferiores de la Formación Ischigualasto (Colombi *et al.*, 2017), en un contexto de conexión integral de los depocentros, y elevadas tasas de subsidencia (Gawthorpe y Leeder, 2000). Este escenario tectónico es coherente con la máxima extensión litosférica usualmente registrada en el durante el “clímax del *synrift*” (e.g., Withjack *et al.*, 2002).

La transición entre el *synrift* y el *postrift* está representada por la etapa de falla muerta “*Death fault*” (Gawthorpe y Leeder, 2000), la cual se caracteriza por la progresiva desactivación de la actividad tectónica de las fallas maestras y secundarias, hasta alcanzar un estado de inactividad que caracteriza el *postrift*. De acuerdo a Colombi *et al.*, (2017), la etapa de falla muerta está representada por los últimos dos miembros superiores de la Formación Ischigualasto. De acuerdo al modelo de Paton (2006), esta etapa de falla muerta es consistente con la última etapa propuesta por este autor (Fig. 6.36 E), donde se especula que solamente un nuevo pulso extensional podría restablecer el modelo de crecimiento de la falla.

6.3.5.2 *Rift* oblicuo o *rift* ortogonal?: Nueva propuesta estructural

De acuerdo al modelo de crecimiento de fallas normales con influencia de fábrica discreta (Fig. 6.36), la falla de Valle Fértil habría evolucionado hacia un patrón recto y continuo a lo largo del margen activo del hemigraben, en una tendencia consistente con un *rift* del tipo ortogonal (e.g., McClay y White, 1995). Sin embargo, la reconstrucción de la traza de la falla, de acuerdo al mapa isopáquico-estructural de las unidades triásicas (Fig. 6.37), muestra una geometría sigmoidal y curva. Esta característica estructural insinúa una evolución mucho más compleja que un *rift* del tipo ortogonal, presentando características consistentes a las generadas bajo un régimen extensional oblicuo, el cual se encuentra regionalmente expresado a lo largo de varias cuencas triásicas (Spalletti, 2001; Zerfass *et al.*, 2004; Barredo y Ramos, 2010; Spikings *et al.*, 2016).

Los *rifts* oblicuos evidencian ciertas características que dependen del grado de oblicuidad con respecto a la dirección de extensión (e.g., Withjack y Jamison, 1986; McClay y White 1995; Clifton *et al.*, 2000; Morley *et al.*, 2004). Para describir el grado de oblicuidad de un *rift* oblicuo, se utiliza el ángulo α (*alpha*) que forma la dirección de extensión con respecto al rumbo del *rift* (Withjack y Jamison, 1986). De acuerdo a este concepto, a mayor oblicuidad menor es el valor de α .

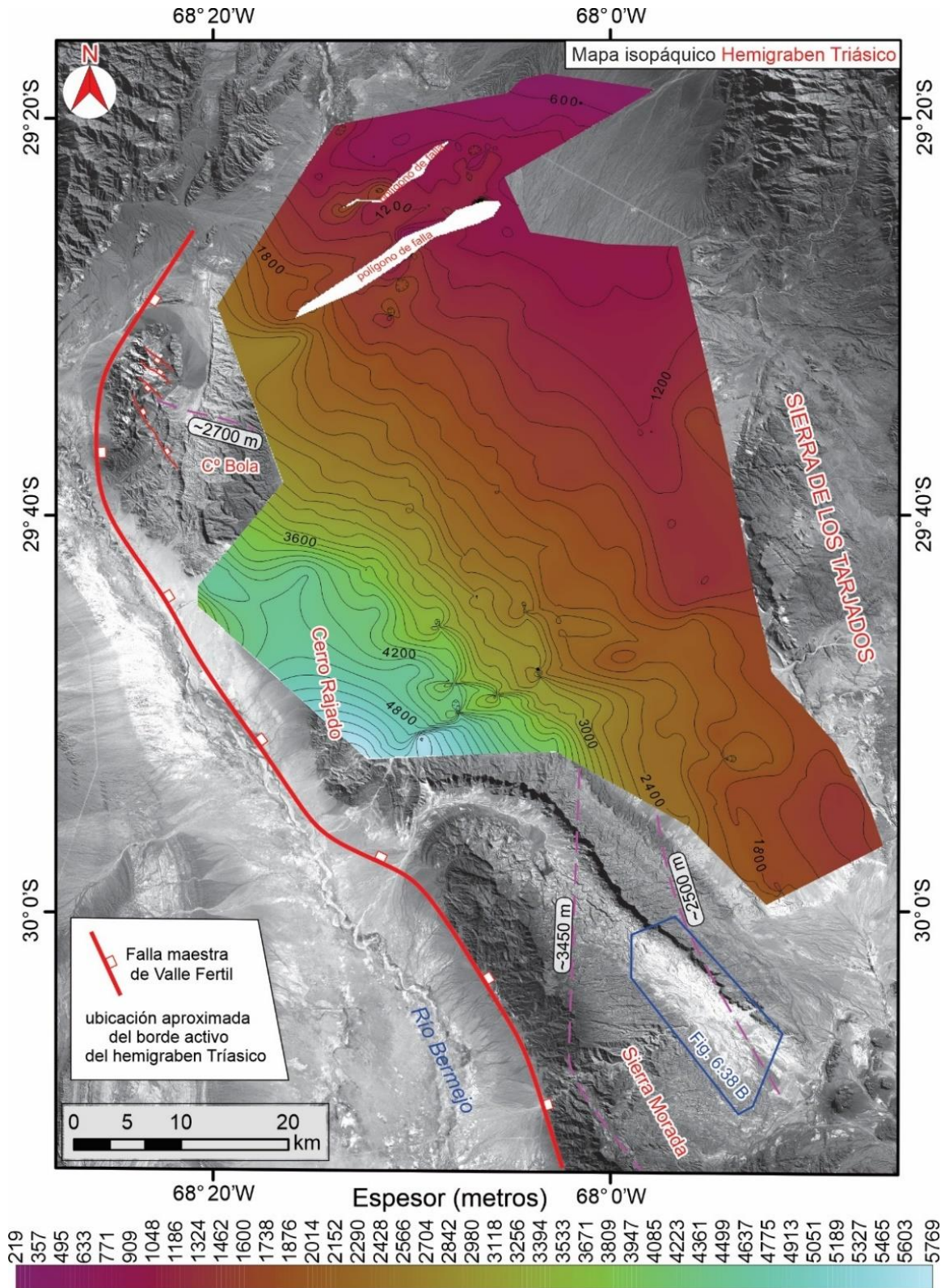


Fig. 6.37: Mapa isopáquico de las unidades triásicas que rellenaron el hemigraben. Nótese el incremento gradual del espesor sedimentario desde el noreste hacia el sudoeste, es decir hacia la falla maestra o de borde activo de Valle Fértil. El mayor espesor sedimentario se registra hacia la silla estructural que separa los anticlinales Cerro Rajado y Sierra Morada. La traza de la falla Valle Fértil fue reconstruida a partir de la interpretación de los perfiles sísmicos (Cap. 4) y los análisis estructurales de apartados anteriores en el presente capítulo. Profundidades referidas a la superficie topográfica. Los espesores determinados en el área de la Sierra Morada y el Cerro Bola, han sido reconstruidos a partir de datos publicados en varios trabajos sedimentológicos-estratigráficos. También han sido determinados a partir de la reconstrucción y medición en los modelos cinemáticos de dichas estructuras.

Particularmente, Guthrie (2005), utilizó los modelos análogos de arena para *rift* oblicuos propuestos por Clifton *et al.*, (2000), los cuales presentan una zona de debilidad previa o discreta por encima de la cual se desarrolla el *rift*, que al reactivarse actúa como una falla maestra del *rift*. De esa manera, Guthrie (2005) determinó la dirección de extensión regional con respecto al rumbo de la falla de Valle Fértil (oblicuidad, $\alpha = 30^\circ$; Fig. 6.38 A) consistente con un sistema bimodal de fallas preservadas en las formaciones Los Rastros e Ischigualasto (Fig. 6.38 B).

Propuesta de *rift* oblicuo (Guthrie, 2005)

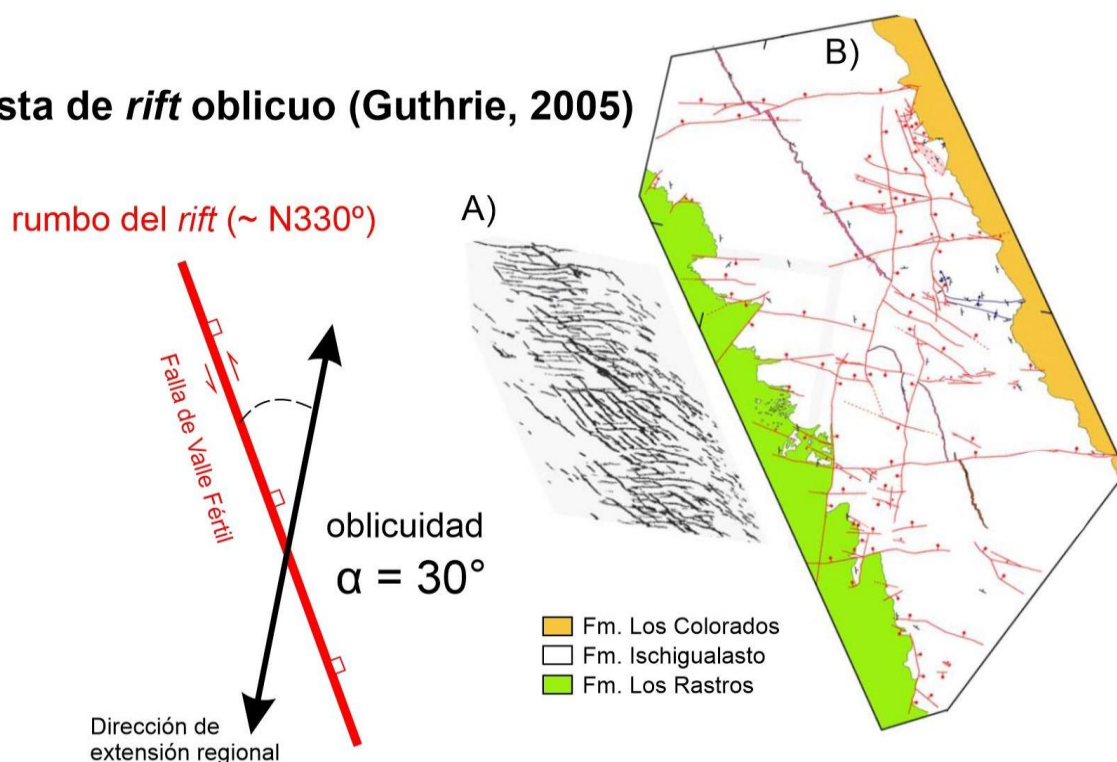


Fig. 6.38: Propuesta de *rift* oblicuo de Guthrie (2005), para el desarrollo del hemigraben Triásico de Ischigualasto - Villa Unión, de acuerdo al azimut de las fallas normales observadas en la Hoyada de Ischigualasto (véase detalle en Fig. 6.37). A) Mapa de las trazas de fallas para $\alpha = 30^\circ$ en el modelo análogo con arena de Clifton *et al.*, (2000). Obsérvese el patrón bimodal de fallas normales y su similitud con el patrón de fallas normales cartografiadas en (B), las cuales afectan a las formaciones Los Rastros e Ischigualasto (*synrift*).

A su vez esta propuesta de rift oblicuo, puede ser aplicada en el segmento norte de la falla de Valle Fértil, considerando las fallas normales preservadas en el anticlinal Cerro Bola, que afectan solamente a las unidades del Grupo Paganzo y a las unidades permo-triásicas de *synrift* (Figs. 6.22 y 6.37). En este segmento de la falla de Valle Fértil, la oblicuidad de la dirección de extensión regional es cercana a los 25° .

De esta manera, la propuesta de Guthrie (2005) es consistente con el origen y diseño curvo y sigmoidal de la falla maestra de Valle Fértil, el cual sugiere además que esta falla

evolucionó inicialmente de manera segmentada en al menos dos segmentos favorecida por la fábrica estructural previa del basamento (Fig. 6.39).

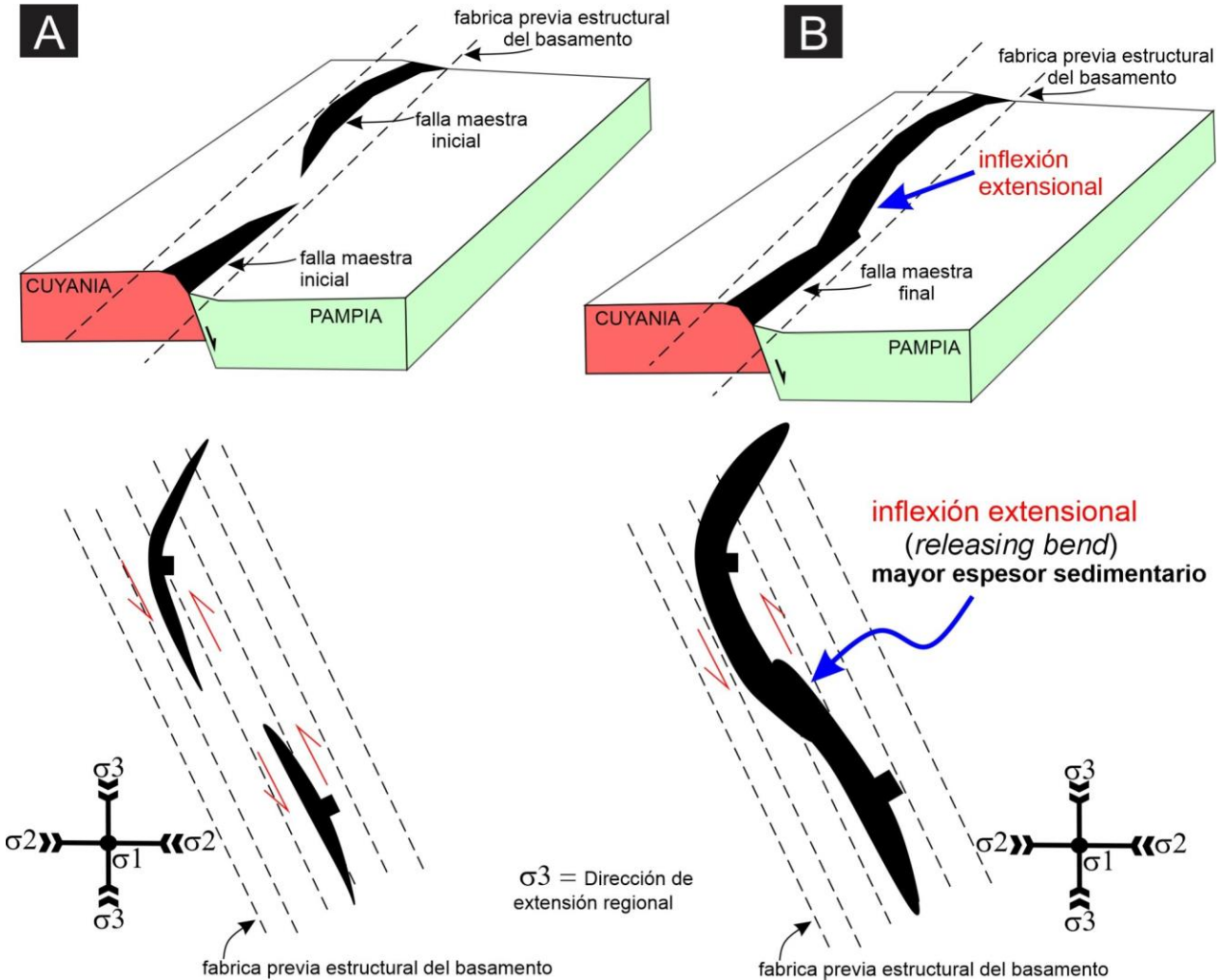


Fig. 6.39: Esquemas de la evolución de la falla de Valle Fértil y del hemigraben de Ischigualasto-Villa Unión, bajo un régimen extensional oblicuo sinistral influenciado por la fábrica preexistente en la corteza representada por la megaanisotropía regional introducida por la colisión de terrenos de Cuyania y Pampia. A) Etapa inicial de la extensión oblicua (oblicuidad: $\alpha = 30^\circ$, de acuerdo a Guthrie, 2005), con la formación de dos segmentos de fallas maestras *en échelon* sintéticas. B) Etapa avanzada de la extensión oblicua donde los dos segmentos de fallas se unieron a lo largo de una inflexión extensional.

Esta propuesta hipotética considera una etapa inicial una disposición *en échelon* sintética con una falla maestra con diseño curvo ubicada al norte, y otra falla maestra con diseño rectilíneo ubicada al sur (Fig. 6.39 A). Estas fallas evolucionaron hasta unirse a medida que la extensión litosférica fue regionalmente más intensa. La unión de estas fallas estaría ubicada entre los actuales anticlinales Sierra Morada y Cerro Rajado (Fig. 6.39 B), donde se observa un diseño sigmoide de la traza de falla (Fig. 6.37), el cual puede ser considerado como una inflexión extensional (*“releasing bend”*; Cunningham y Mann (2007), y referencias allí citadas). Precisamente sobre esta inflexión se registran los máximos espesores de las unidades triásicas (Fig. 6.37). Esta situación estructural ha sido observada

en depocentros con geometría de hemigraben y desarrollo de una inflexión extensional en la falla maestra bajo un régimen extensional oblicuo sinistral (e.g., Morley *et al.*, 2004). Así, la evolución de la falla de Valle Fértil en su etapa final, conformando el hemigraben de Ischigualasto-Villa Unión puede ser analizada de manera análoga a los hemigrabenes cenozoicos de Tailandia estudiados por Morley *et al.*, (2004), los cuales están fuertemente influenciados por las fábricas de basamento pre-existentes.

6.3.5.3 Factores que controlan el estilo estructural de la inversión tectónica a lo largo de la falla de Valle Fértil

A lo largo del borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión se observan fuertes variaciones en los estilos estructurales de los anticlinales Cerro Bola, Cerro Rajado y Sierra Morada. Estas variaciones sugieren procesos selectivos y de reactivación diferencial en la falla de Valle Fértil, lo cual resultó en la formación de anticlinales con terminaciones periclinales separados entre sí por sillas estructurales (Fig. 6.40).

De acuerdo a los modelos cinemáticos presentados en los apartados anteriores, los anticlinales adquirieron sus máximas amplitudes en los sectores donde la falla de Valle Fértil alcanzó sus máximos rechazos como falla normal durante la etapa de *rift* en el Triásico. Además, se observa que el desarrollo de sillas estructurales se correlaciona con los sectores donde la traza de la falla de Valle Fértil presenta inflexiones en su rumbo (Fig. 6.40). Todas estas observaciones sugieren que la arquitectura de la falla normal ejerció un control de primer orden en el estilo estructural generado durante el subsecuente período de acortamiento e inversión tectónica iniciado en el Mioceno tardío.

Varios factores pueden ser invocados para explicar la propensión de la falla de Valle Fértil a la reactivación durante la etapa de acortamiento tectónico. Entre los factores controlantes a considerar se encuentran: (1) la orientación de la falla y la dirección de acortamiento horizontal durante la inversión (e.g., Brun y Nalpas, 1996; Panien *et al.*, 2005; Del Ventisette *et al.*, 2006; Yagupsky *et al.*, 2008; Withjack *et al.*, 2010); (2) el buzamiento de la falla, con buzamientos bajos, menores a 60° más propicia es la inversión (e.g., Sibson, 1995; Kelly *et al.*, 1999); (3) sobrepresión de fluidos, la cual disminuye el esfuerzo efectivo normal sobre el plano de falla (e.g., Sibson, 1995; Turner y Williams, 2004); (4) el tamaño de la falla normal original, donde fallas grandes presentan mayor probabilidad a ser invertidas (e.g., Eisenstadt y Withjack, 1995; Reilly *et al.*, 2017), y (5) el efecto del espesor

sedimentario (carga sedimentaria) depositado durante la tectónica extensional y de manera coetánea a la inversión tectónica (Pinto *et al.*, 2010).

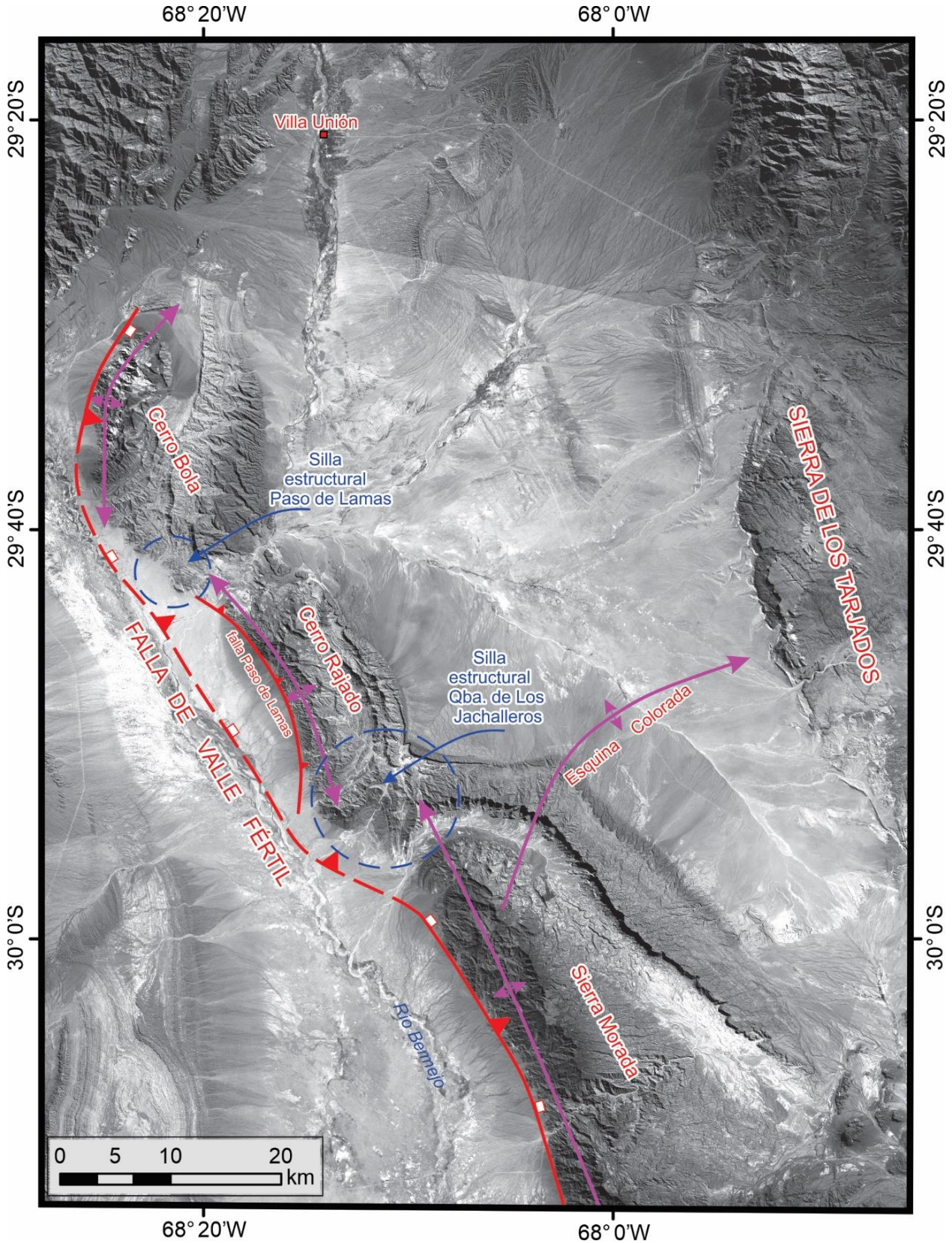


Fig. 6.40: Disposición de los anticlinales Cerro Bola, Cerro Rajado, y Sierra Morada, separados entre sí por las sillas estructurales de Paso de Lamas y Quebrada de Los Jachalleros. Nótese las inflexiones de la falla de Valle Fértil en correspondencia con las sillas estructurales.

Con respecto al primer factor, hasta la fecha, solamente se ha propuesto un modelo de evolución estructural para la reactivación de la falla de Valle Fértil mediante una cinemática transpresiva sinistral, generando así, estructuras en flor positivas nucleadas en el basamento (Rosello *et al.*, 1996; 1997; Rosello y Gallardo, 2022). Esta propuesta puede ser analizada en un contexto de inversión oblicua considerando la dirección del esfuerzo horizontal máximo con respecto al rumbo de la falla maestra (falla de Valle Fértil). Esto introduce el concepto de oblicuidad (Brun y Nalpas, 1996), de manera similar a lo planteado anteriormente para un rift oblicuo, entendiéndose α (*alpha*) como el ángulo comprendido entre el rumbo de la falla preexistente y el esfuerzo horizontal máximo. De esta manera se tiene que la inversión ortogonal ocurre si $\alpha = 90^\circ$, mientras que la inversión oblicua ocurre si $0^\circ < \alpha < 90^\circ$, y si $\alpha = 0^\circ$ se tiene una deformación transcurrente pura.

De acuerdo a los modelos análogos de Brun y Nalpas (1996) se tiene que la reactivación comienza a ser visible para $\alpha < 45^\circ$, siendo la inversión de la falla significativa para $\alpha < 30^\circ$, cuando las fallas maestras se pueden invertir como fallas compresivas oblicuas. Por lo contrario, para $\alpha > 45^\circ$, las fallas normales se pueden reactivar como fallas de rumbo y el acortamiento se acomoda a partir de nuevas fallas compresivas sin componente oblicua. En el caso de un α cercano a 90° , la reactivación es prácticamente nula, preponderando así la formación de nuevas estructuras inversas como fallas de atajo y retrocorrimientos.

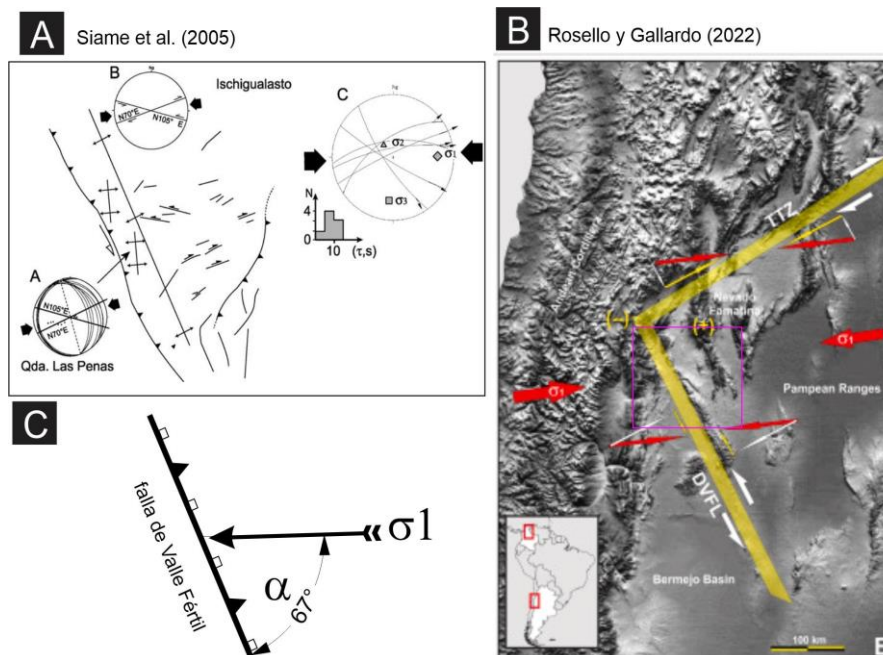


Fig. 6.41: Propuestas de esfuerzo horizontal máximo sobre la falla de Valle Fértil. A) Propuesta de Siame *et al.*, (2005), donde el esfuerzo horizontal máximo fue determinado a partir de la inversión de macroindicadores cinemáticos en el anticlinal Sierra Morada. B) Propuesta de Rosello y Gallardo (2022), donde el esfuerzo horizontal máximo fue obtenido a partir del vector de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. C) Ángulo de oblicuidad deducido a partir de ambas propuestas.

Considerando las determinaciones de Siame *et al.*, (2005) para una dirección de acortamiento regional N70°-80° en la Sierra Morada (Fig. 6.41 A), y las determinaciones de Rosello y Gallardo (2022) para un σ_1 con azimut N85° (Fig. 6.41 B), se tiene que la oblicuidad del esfuerzo horizontal máximo con respecto a la falla de Valle Fértil se encuentra entre 65° y 70° (Fig. 6.41 C). De acuerdo a los modelos análogos de Brun y Nalpas (1996), este valor de oblicuidad sugiere que la reactivación compresional de la falla de Valle Fértil tuvo una importante componente transcurrente sinistral, en consonancia a lo propuesto por Rosello *et al.*, (1996), lo que a su vez permite explicar la disposición *en échelon* escalonada hacia a la izquierda que presentan los anticlinales (*e.g.*, Riley *et al.*, 2011). Además, esta cinemática habría favorecido el desarrollo de la falla Agua de Los Caballos en forma de una ramificación divergente, en una etapa avanzada de la deformación, de manera similar a lo observado en varios sistemas de fallas transcurrentes (Sylvester, 1988, y referencias allí citadas).

El amplio desarrollo de los anticlinales es atribuido al grado de inversión completo o total de las unidades de *synrift*, lo que también pone en evidencia una importante componente de desplazamiento oblicuo para la falla de Valle Fértil. Para esto último, una inclinación de la falla menor a los 60° y una geometría lítrica son factores que habrían favorecido la inversión. Gran parte del desplazamiento a lo largo de la falla puede ser atribuido a que los sectores inferiores y medios de la falla lítrica poseen bajo ángulo de inclinación. Sin embargo, de acuerdo a los modelos de evolución geométricos y cinemáticos propuestos, el sector superior de la falla de mayor ángulo también ha experimentado importantes desplazamientos de acuerdo a los valores relativamente bajos de p/s , sin la necesidad de haber distribuido el acortamiento mediante la generación de fallas de atajo o retrocorrimientos en los bloques yacente y colgante respectivamente. La ausencia de estas últimas características estructurales sugiere que la falla de Valle Fértil experimentó un importante retrabajo litosférico a lo largo de una zona de falla de gran tamaño, en términos del desplazamiento y longitud de la falla normal preexistente (*e.g.*, Reilly *et al.*, 2017). Esto último habría favorablemente facilitado la inversión tectónica, que al momento de la reactivación compresional ya contaba posiblemente con amplias zonas de daños, bajos ángulos internos de fricción y elevadas presiones de fluidos en el plano de falla.

La presencia de sillares estructurales de la Quebrada de Los Jachalleros y del Paso de Lamas (Fig. 6.40), reflejan zonas deficitarias de desplazamiento a lo largo del rumbo de la falla de Valle Fértil (*e.g.*, Burbank *et al.*, 1999; Song *et al.*, 2021). Este rasgo estructural ha sido vinculado a estructuras o zonas de relevo (*e.g.*, Yonkee y Weil, 2017). El término

“estructura de relevo” usualmente se refiere a una o varias estructuras complejas que conectan y transfieren desplazamiento entre los extremos de dos fallas principales, formando así lo que se denomina como una unión fuerte (“*hard linkage*”; cf. Walsh y Watterson, 1991). Este tipo de estructuras y sus características geométricas han sido estudiadas en detalle en sistemas de fallas extensionales (Fossen y Rotevatn, 2016, y referencias allí citadas). Sin embargo, en trabajos recientes (e.g., Yonkee y Weil, 2017; Song *et al.*, 2021), se ha demostrado que las zonas de relevo ejercen un importante control en la evolución estructural e interacción lateral de anticlinales *en échelon*, con estilos estructurales similares a los anticlinales Cerro Bola, Cerro Rajado y Sierra Morada. En estos trabajos, los modelos de evolución estructural muestran que los anticlinales crecieron lateralmente hasta solaparse o unirse mediante fallas inversas o fallas de rumbo oblicuas, que constituyen zonas de relevo orientadas de manera transversal a los ejes de los anticlinales. Estas fallas acomodaron parcialmente el acortamiento, reduciendo así el desplazamiento de las fallas principales para dar lugar a la conformación de las sillas estructurales. Un aspecto importante a considerar en los trabajos de Yonkee y Weil (2017) y Song *et al.*, (2021), es que los anticlinales estudiados por estos autores se originaron a partir de fallas nuevas, es decir fallas que no han experimentado inicialmente reactivación extensional, para luego ser invertidas en un régimen compresional, como es el caso de la falla de Valle Fértil.

Esta última observación implica descartar un origen similar para las sillas estructurales de la Quebrada de Los Jachalleros y Paso de Lamas, pudiendo las mismas tener un origen enteramente atribuido a los factores controlantes de la inversión tectónica mencionados previamente. En este sentido, el mapa de la figura 6.40, muestra que las sillas estructurales se localizan en las inflexiones que presenta su traza, las cuales en el contexto tecto-sedimentario del Triásico, las mismas habrían conformado inflexiones extensionales. Considerando este contexto estructural, estas inflexiones habrían sido pobremente reactivadas durante el período de acortamiento e inversión tectónica iniciado en el Mioceno tardío, promoviendo así el desarrollo de las sillas estructurales. Hipotéticamente, la pobre reactivación o bajo desplazamiento que habría experimentado la falla de Valle Fértil en las inflexiones extensionales podrían deberse a un ángulo de oblicuidad (α) cercano a cero, o a un elevado ángulo de inclinación del plano de falla superior a los 60°. A estos dos factores inhibidores de la reactivación de la falla puede adicionarse un tercer factor ligado al importante espesor de sedimentos de *synrift* y *postrift* presentes en proximidad a la silla estructural Quebrada de Los Jachalleros (Fig. 6.37), sumado además al importante espesor de los sedimentos sinorogénicos o sininversión acumulados durante el crecimiento de los

anticlinales. De acuerdo a los modelos análogos diseñados para estudiar el efecto del espesor de sedimentos (carga de sedimentos) durante la inversión tectónica de grabenes (Pinto *et al.*, 2010), se tiene que a mayor carga de sedimentos menor es la tendencia que presenta una falla normal maestra a ser invertida, preponderando así la generación de fallas inversas de atajo en el bloque yacente de las fallas maestras. Si bien, se desconoce la presencia de fallas de atajo cortando el bloque yacente de la falla de Valle Fértil, debido a la baja cobertura y calidad de los perfiles sísmicos en la Cuenca del Bermejo, resulta factible proponer de acuerdo al mapa isopáquico de la figura 6.37, que el efecto de la carga de sedimentos ha inhibido de manera localizada la reactivación de la falla de Valle Fértil.

A partir de todas las observaciones anteriores y modelos, se puede proponer que el engrosamiento de la cobertura sedimentaria en el área del Cerro Rajado y en el extremo norte de la Sierra Morada, favoreció el desarrollo de la silla estructural de la Quebrada de Los Jachalleros (Fig. 6.40). A su vez, gran parte del desplazamiento de la falla Valle Fértil habría sido absorbido por la cobertura sedimentaria, particularmente por las pelitas negras de la base de la Formación Los Rastros. Esto último favoreció el desarrollo de las fallas Cerro Las Lajas y Paso de Lamas, en forma de corrimientos de limbo dorsal en los anticlinales Cerro Bola y Cerro Rajado (Figs. 6.27 y 6.28).

6.3.6 Características estructurales del borde oriental-nororiental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y el extremo sur del Sistema de Famatina

Gran parte de la región oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión representa la prolongación austral de la faja orográfica del “Famatina Central” (Astini 1998), estudiada originalmente por Turner (1960), y más recientemente por Aceñolaza *et al.*, (1996); Dávila (2003), Candiani *et al.*, (2011, 2022), entre otros.

En esta región, sobresalen los bloques serranos del Filo del Potrero Alto, la Sierra de Los Tarjados, y la sierra de Sañogasta (Fig. 6.42). Todas estas serranías forman bloques alargados de orientación meridional a submeridional (NO- SE), y se caracterizan por presentar un perfil topográfico transversal asimétrico. En esta configuración topográfica las laderas orientadas hacia el este, presentan por lo general suaves pendientes levemente basculadas en esa dirección. Las áreas cumbrales localmente presentan relieves peneplanizados, mientras que las laderas orientadas al oeste son abruptas y de elevada pendiente. Estas laderas están estrechamente relacionadas a los frentes de fallamiento-plegamiento analizados en los apartados subsecuentes.

Las serranías que constituyen la región oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, han sido descritas como bloques estructurales con basamento principalmente granítico “Famatiniano”, parcial o totalmente exhumados a partir de fallas inversas lítricas con vergencia dominante al Oeste (estilo estructural típicamente “Pampeano”, González Bonorino, 1950). Esta deformación de piel gruesa afecta al registro sedimentario del Paleozoico Superior (Grupo Paganzo), Triásico (formaciones Talampaya-Tarjados y Grupo Agua de la Peña), como así también a las unidades neógenas- cuaternarias (de Alba, 1954; Romer y Jensen, 1966; Gentili, 1972; Durand *et al.*, 1987; González Segura, 1987; Rosello *et al.*, 1997; Fauqué *et al.*, 2020; Candiani *et al.*, 2022). El resultado de esta deformación es la conformación de diferentes estructuras plegadas asimétricas hacia el oeste, de variada extensión y longitudes de onda. Estas estructuras presentan características análogas a las presentes en varios cinturones o fajas plegadas y corridas de piel gruesa (Lacombe y Bellahsen, 2016; Pfiffner, 2017; y referencias allí citadas), sobresaliendo por sus dimensiones, el bloque de la Sierra de Sañogasta y estructuras asociadas, y los anticlinales Sierra de Los Tarjados y Potrero Alto, sobre los cuales se desarrolla de manera frontal el sinclinal de Pagancillo (Fig. 6.42).

6.3.6.1 Anticlinal Sierra de Los Tarjados y estructuras asociadas

Geometría estructural:

Son escasos los antecedentes geológicos sobre la estructura de la región de la Sierra de Los Tarjados, destacándose breves menciones en los trabajos de cartografía geológica de Romer y Jensen (1966), Gentili (1972), Fauqué *et al.*, (2020). También, y sin suministrar información estructural detallada, González Segura (1987) integró por primera vez la información sísmica del Bolsón de Pagancillo para construir una sección estructural esquemática entre el anticlinal Cerro Rajado, y las sierras de Los Tarjados y Sañogasta. Más recientemente, Weidmann *et al.*, (2016), realizó un modelo gravimétrico directo de inversión 2d sobre una transecta geológica regional realizada por Fauqué *et al.*, (2020). Ese modelo es transversal a la Sierra de Los Tarjados, y suministra referencias sobre la profundidad del basamento y del espesor sedimentario en el ámbito de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

El anticlinal Sierra de los Tarjados (Fig. 6.42) fue reconocido por Gentili (1972), proponiendo además la presencia de la falla inversa que lo margina en el flanco oeste, la cual fue denominada como la falla “Talampaya” (Rosello *et al.*, 1997). A lo largo de los ~45

km en los que se extiende el anticlinal con un rumbo NNO, la falla Talampaya presenta casi en su totalidad características de fallamiento no emergente, a excepción del sector austral de la Sierra de Los Tarjados donde la falla yuxtapone en superficie las sedimentitas triásicas sobre las sedimentitas mio-pliocenas de la Formación Desencuentro (Fig. 6.43).

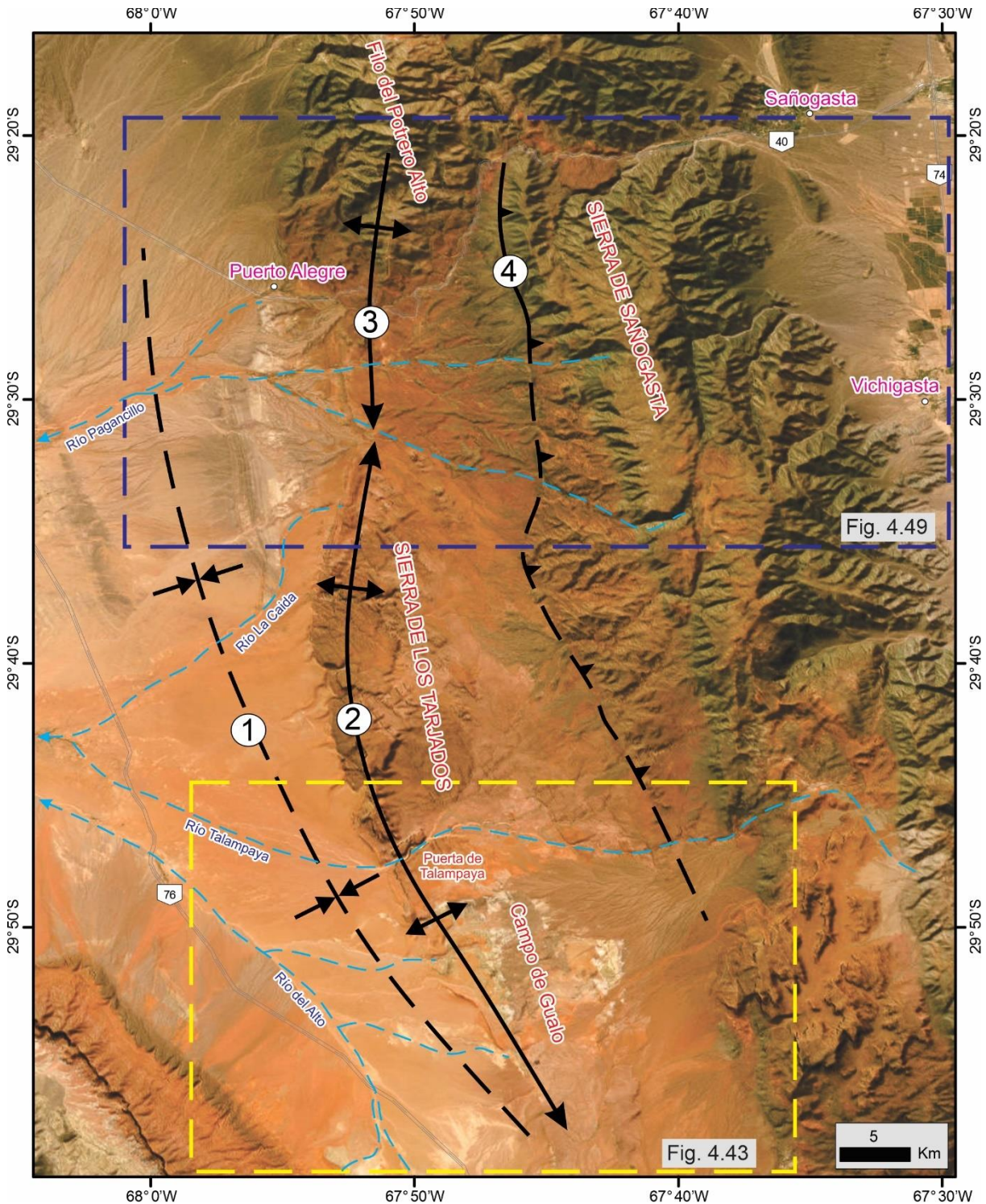


Fig. 6.42: Principales estructuras del borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y Sierra de Sañogasta 1) sinclinal Pagancillo, 2) Anticlinal Sierra de Los Tarjados, 3) anticlinal Potrero Alto, 4) Falla de Aicuña. Los polígonos de color amarillo y azul, representan las áreas cartografiadas en las figuras 6.43 y 6.49, respectivamente.

El anticlinal Sierra de Los Tarjados es fuertemente asimétrico hacia el oeste (Fig. 6.44 A) y presenta una longitud de onda que oscila entre los 10 a 13 km. Presenta un limbo frontal subvertical, que localmente se encuentra volcado, y un limbo dorsal subhorizontal que inclina entre 5° a 20° al este, y que caracteriza casi la totalidad del relieve mesetiforme de la Sierra de Los Tarjados. De acuerdo a los afloramientos en superficie, las formaciones Talampaya y Tarjados conforman casi la totalidad del anticlinal (Fig. 6.44 B).

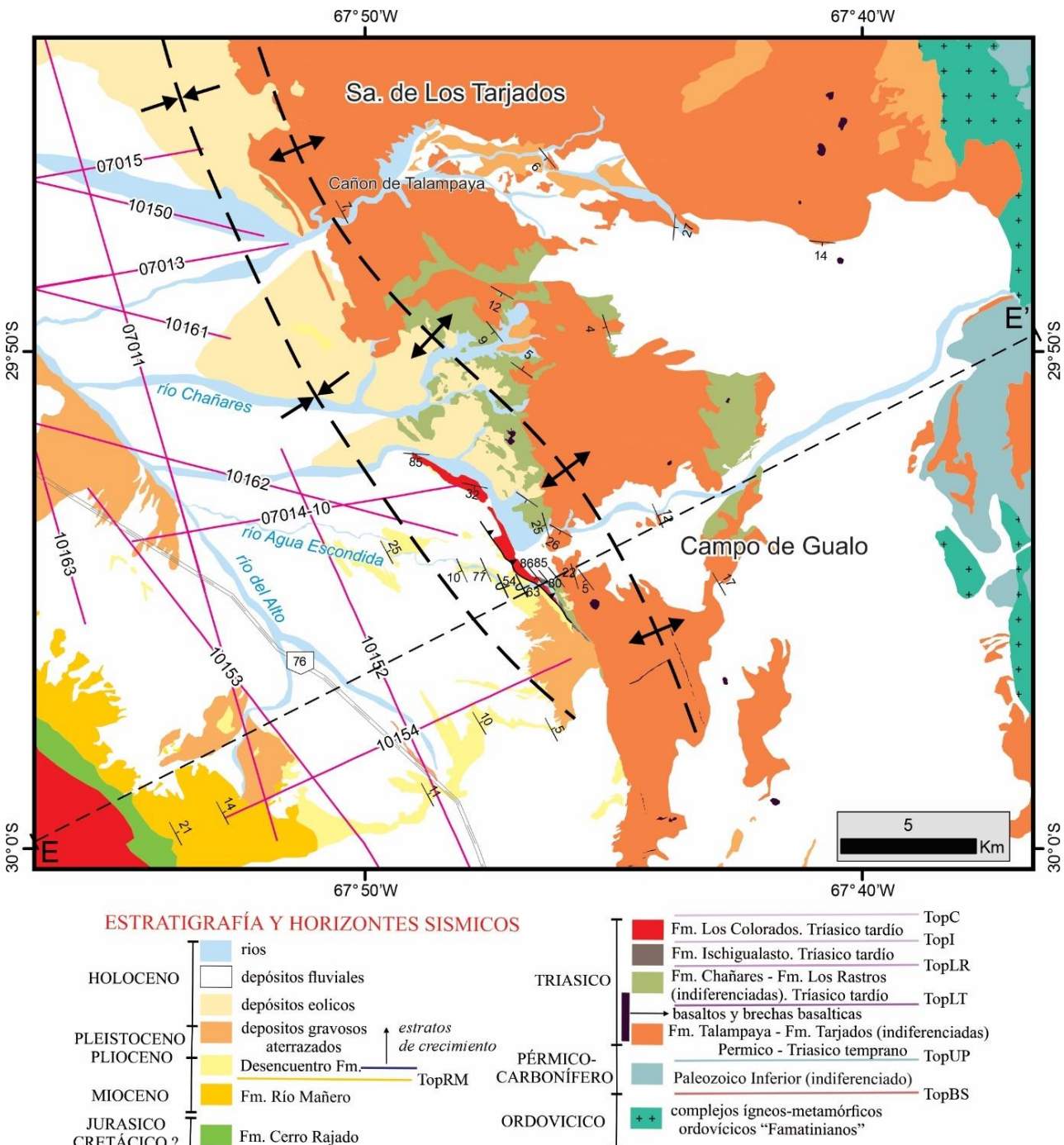


Fig. 6.43: Mapa geológico del sector austral de la Sierra de Los Tarjados, mostrando las estructuras principales (anticlinal Sierra de Los Tarjados y sinclinal Pagancillo), y la ubicación de los perfiles sísmicos. Mapa basado en la compilación de antecedentes geológicos y mapas geológicos del SEGEMAR, enriquecido con datos propios de campo. La sección geológica E-E' está representada en la figura 6.48.

Hacia la región austral de la Sierra de Los Tarjados (Campo de Gualo; Figs. 6.42, 6.43), el anticlinal expone en superficie importantes afloramientos del Grupo Agua de la Peña (Formaciones Chañares, Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados, *sensu* Mancuso, 2005). También esas unidades están aflorando en forma discontinua a lo largo del limbo frontal. Estos afloramientos se extienden desde el extremo norte de la Sierra de Los Tarjados (región del río La Caída), hasta la Puerta o Cañón de Talampaya (Fig. 6.42). Estos afloramientos forman bancos tabulares con rumbos submeridionales y buzamientos entre 65° a 85° al oeste - noroeste. Se presume que estos afloramientos a pesar de su recubrimiento casi total por depósitos eólicos cuaternarios (médanos), podrían tener continuidad lateral a lo largo de todo el limbo frontal.

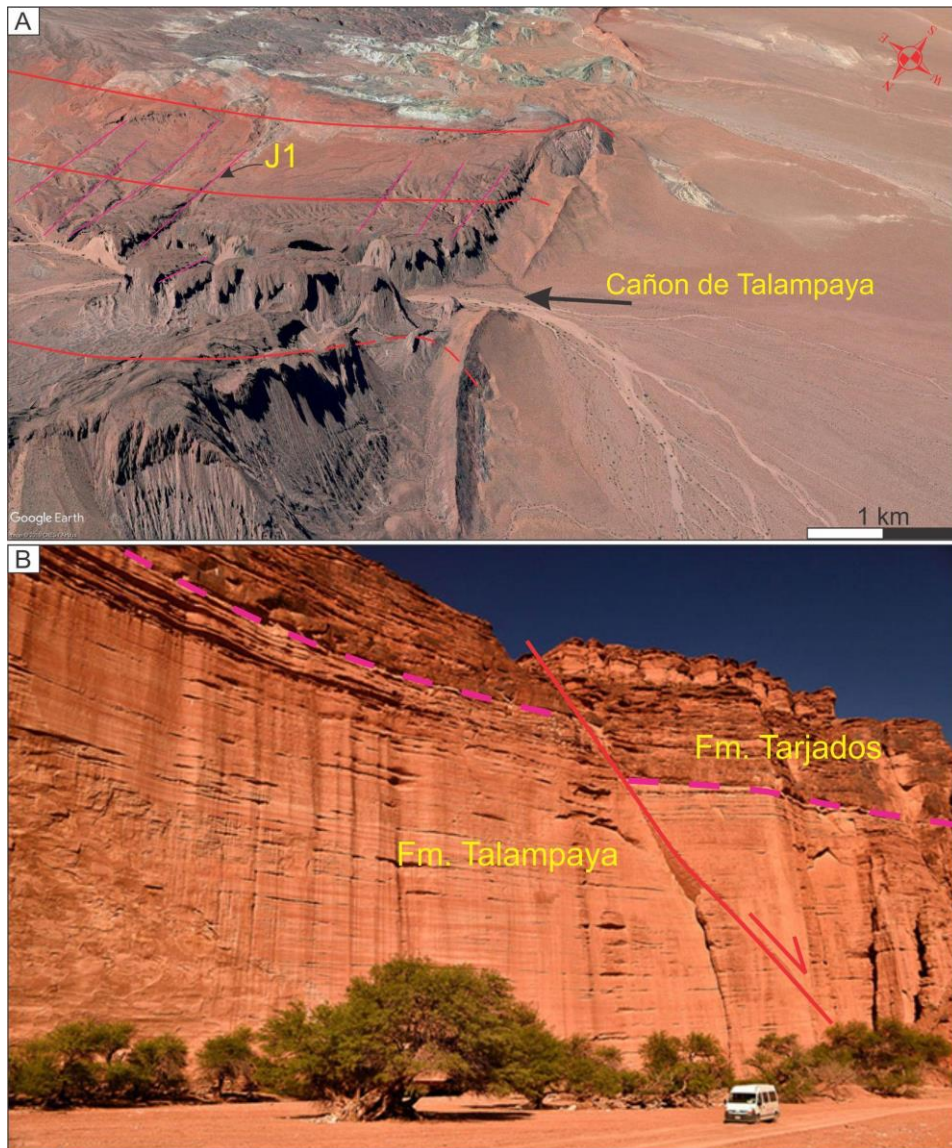


Fig.6.44: Imagen extraída de Google Earth ®. A) Vista oblicua hacia el sur del anticlinal de la Sierra de Los Tarjados próximo a la Puerta de Talampaya. Nótese el relieve mesetiforme desarrollado en la Sierra de Los Tarjados y el limbo frontal subvertical desarrollado en el frente montañoso. B) Ejemplo de una falla normal (fractura J1) observada en Cañón de Talampaya. Nótese el rechazo vertical entre los bloques de techo y piso.

En la región austral de la Sierra de Los Tarjados, el bloque yacente de la falla Talampaya, reconstruido en parte a partir de los perfiles sísmicos 10154, 10162 (Figs. 4.12 y 4.14. Cap. 4), y 7014-10 (véase ubicación en Fig. 6.43), presenta estratos de la Formación Desencuentro con polaridad invertida que progresivamente rotan hasta adquirir polaridad normal con buzamientos al oeste (Fig. 6.43). Esta disposición de estratos fue interpretada por (Astini y Candiani, 2016), como estratos de crecimiento que se disponen en forma abanicada desarrollando terminaciones estratales del tipo *offlap* y *overlap*. Este abanicamiento estratal (Fig. 6.45), logra rebatir la estratificación de la Formación Desencuentro, en ángulos de entre 75° y 80° E en proximidad a la falla de Talampaya. En resumen, esta disposición de estratos, configura el sinclinal de crecimiento de “Pagancillo”, el cual se extiende a lo largo de unos 50 km de manera frontal a la Sierra de Los Tarjados (Fig. 6.42).

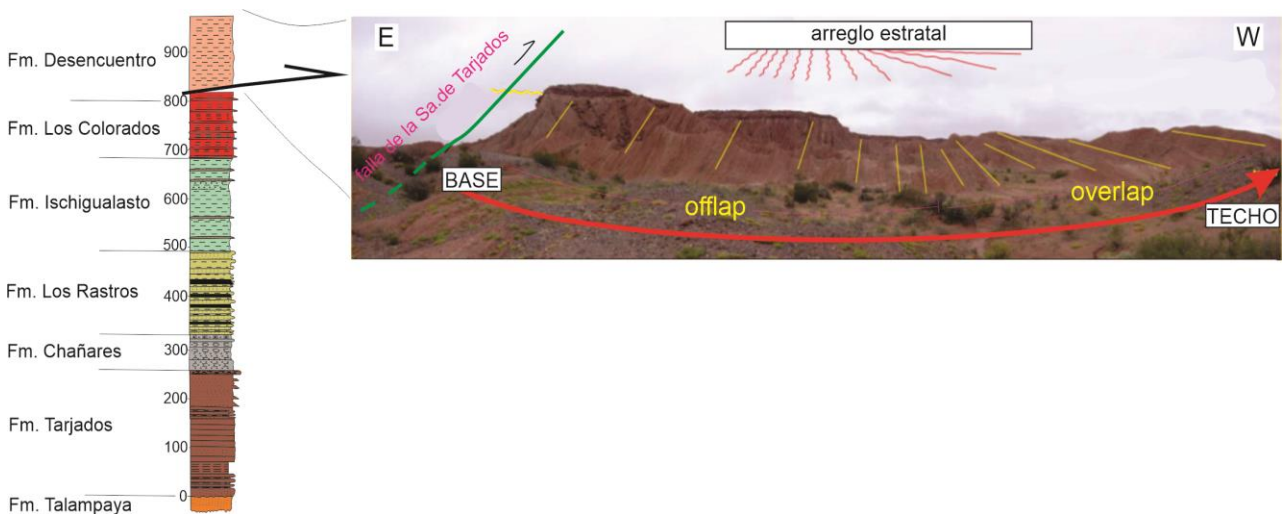


Fig.6.45: Disposición y arreglo de los estratos de la Formación Desencuentro limbo frontal del anticlinal Sierra de Los Tarjados. Sector Quebrada del Arco Iris o Agua Escondida. Extraída y modificada de Astini y Candiani (2016), quienes proponen la presencia de estratos de crecimiento. En las páginas que siguen se discute esta observación.

Otros rasgos estructurales de interés observados en la superficie del anticlinal Sierra de Los Tarjados, es la presencia de numerosas fracturas orientadas simétricamente con respecto al eje del anticlinal (Fig. 6.46 A). Algunas de estas fracturas fueron reconocidas en afloramientos como fallas normales (Fig. 6.44 B), mientras que la gran mayoría fracturas o posibles lineamientos fueron cartografiadas utilizando modelos digitales de elevación e imágenes satelitales ópticas de alta resolución (e.g., Radaideh *et al.*, 2016; Tavani *et al.*, 2020). Las fracturas cartografiadas fueron luego procesadas en la herramienta FracPaQ desarrollada en MATLAB por Healy *et al.*, (2017). De esta manera se obtuvieron mapas de

orientación y distribución de fracturas (Fig. 6.46 A), intensidad de fracturamiento (Fig. 6.46 B), y densidad de fracturamiento (Fig. 6.46 C).

En el mapa de orientación y distribución de fracturas (Fig. 6.46 A), y en el diagrama de rosas (Fig. 6.47 A), se reconocen al menos cuatro juegos o *sets* de fracturas orientadas siguiendo las tendencias comúnmente observadas en estratos plegados (Fig. 6.47 B; cf. Price 1966; Price y Cosgrove 1990). Estos *sets* presentan las mayores concentraciones de fracturas en proximidad a la charnela y al limbo frontal (Fig. 6.46 B-C).

Los *sets* de fracturas J1 y J2 son los que presentan mayor predominancia, mientras que los *sets* J3 y J4 se encuentran menos definidos que los anteriores (Fig. 6.47 A). Las fracturas J1 son paralelas a subparalelas al eje del anticlinal, y presentan un rumbo general NO (azimut promedio 326°) y buzamientos subverticales tanto al este como al oeste. Estas fracturas, localmente conforman fallas normales, las cuales pueden ser observadas a lo largo del Cañón de Talampaya (Fig. 6.44 B). Las fracturas J2 son ortogonales al eje del anticlinal y presentan un rumbo general ENE (azimut promedio 79°), mientras que las fracturas J3 y J4 son oblicuas al eje del anticlinal, con orientaciones NO-SE y NE-SO (Fig. 6.44 B).

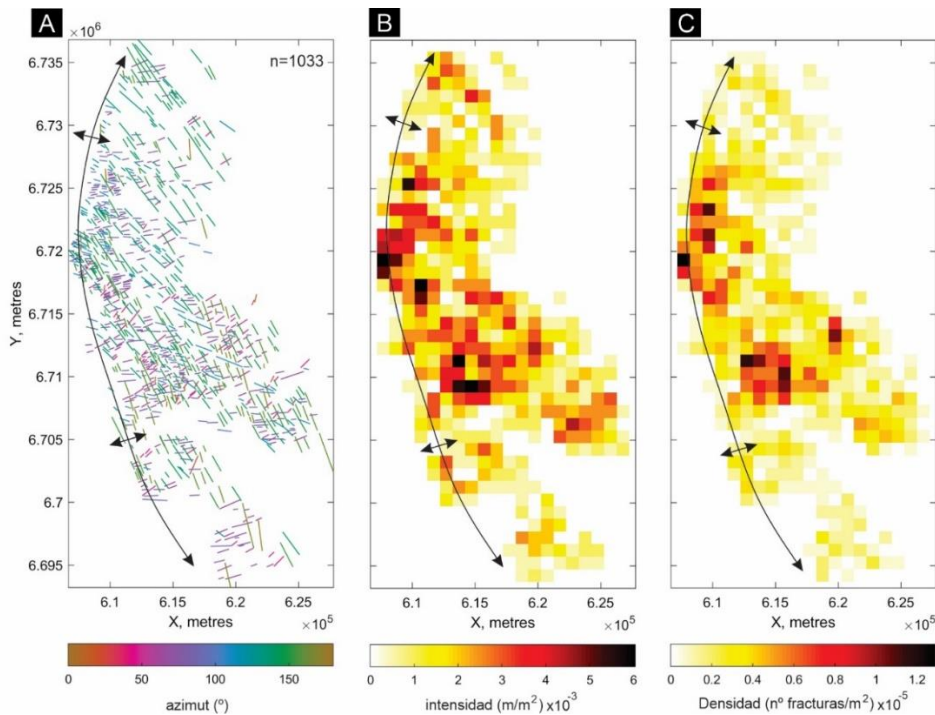


Fig.6.46: Fracturamiento en el anticlinal Sierra de Los Tarjados. A) Distribución y orientación de fracturas. Los colores representan diferentes orientaciones azimutales. B) Intensidad de fracturamiento. Esto se define como la longitud total de fracturas en un área determinada. C) Densidad de fracturamiento. Esto se define como la cantidad de fracturas en un área determinada. La intensidad y densidad de fracturamiento fue obtenida mediante la herramienta FracPaQ desarrollada en MatLab por Healy *et al.*, (2017), la cual utiliza el método de escaneo con ventana circular de Mauldon *et al.*, (2001).

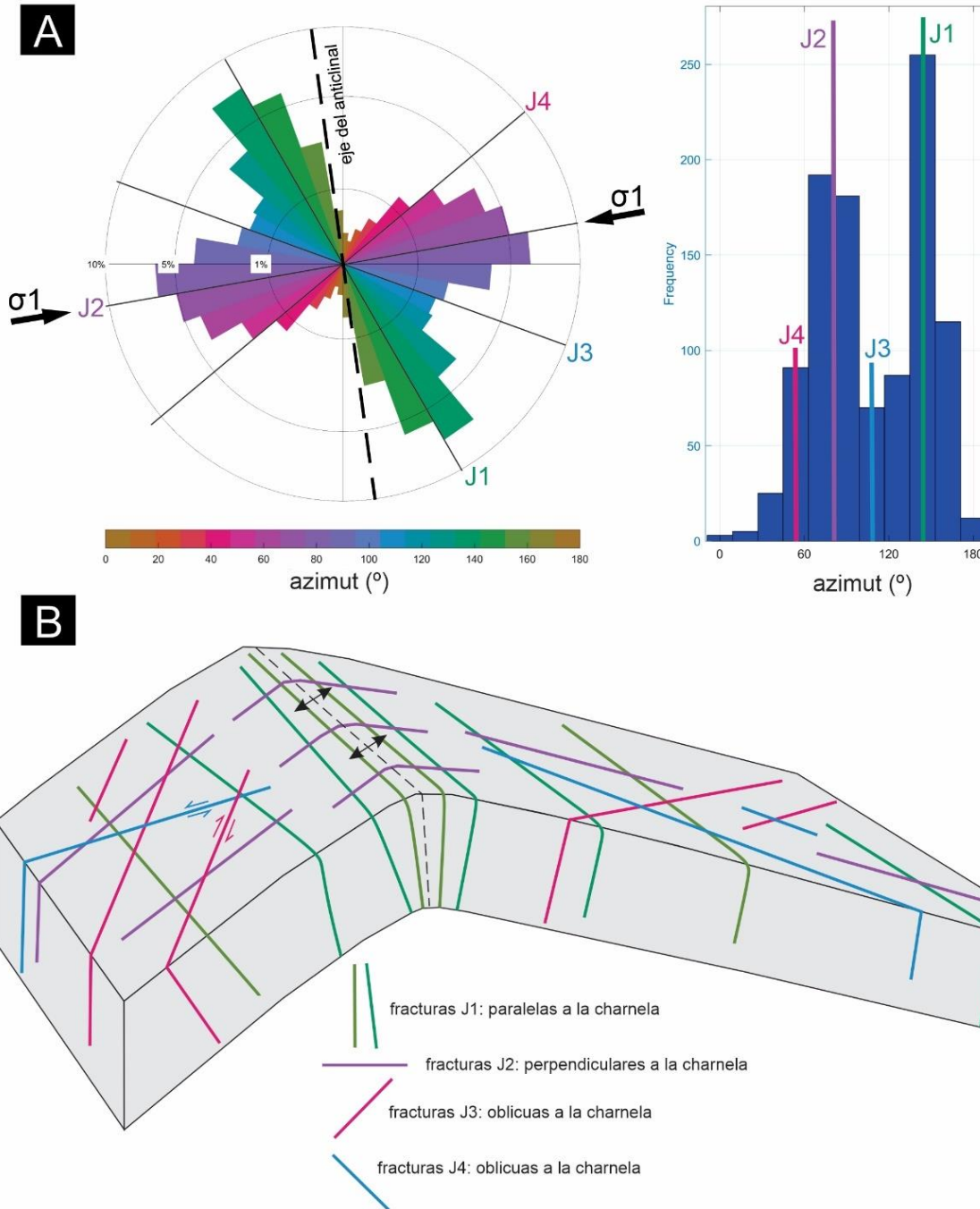


Fig.6.47: A) Diagrama de rosas e histograma de frecuencias de las fracturas del anticlinal Sierra de Los Tarjados. Se reconocen dos juegos de fracturas dominantes J1 y J2, y dos juegos menos J3 y J4. B) Esquema de los principales juegos de fracturas formados en un estrato plegado de acuerdo al esquema de Price (1966); (modificado de Price y Cosgrove, 1990).

Modelo cinemático:

El anticlinal de la Sierra de los Tarjados es marcadamente asimétrico, posee una cresta redondeada, un limbo frontal localmente invertido y adelgazado, y un limbo dorsal más largo y menos buzante. Además, está vinculado al desarrollo de un sinclinal frontal en el bloque yacente de la falla Talampaya. Por lo tanto, el modelo de plegamiento por propagación de falla *Trishear* (e.g., Erslev, 1991, Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998),

puede ser utilizado para replicar las geometrías estructurales mencionadas anteriormente (Fig. 6.47).

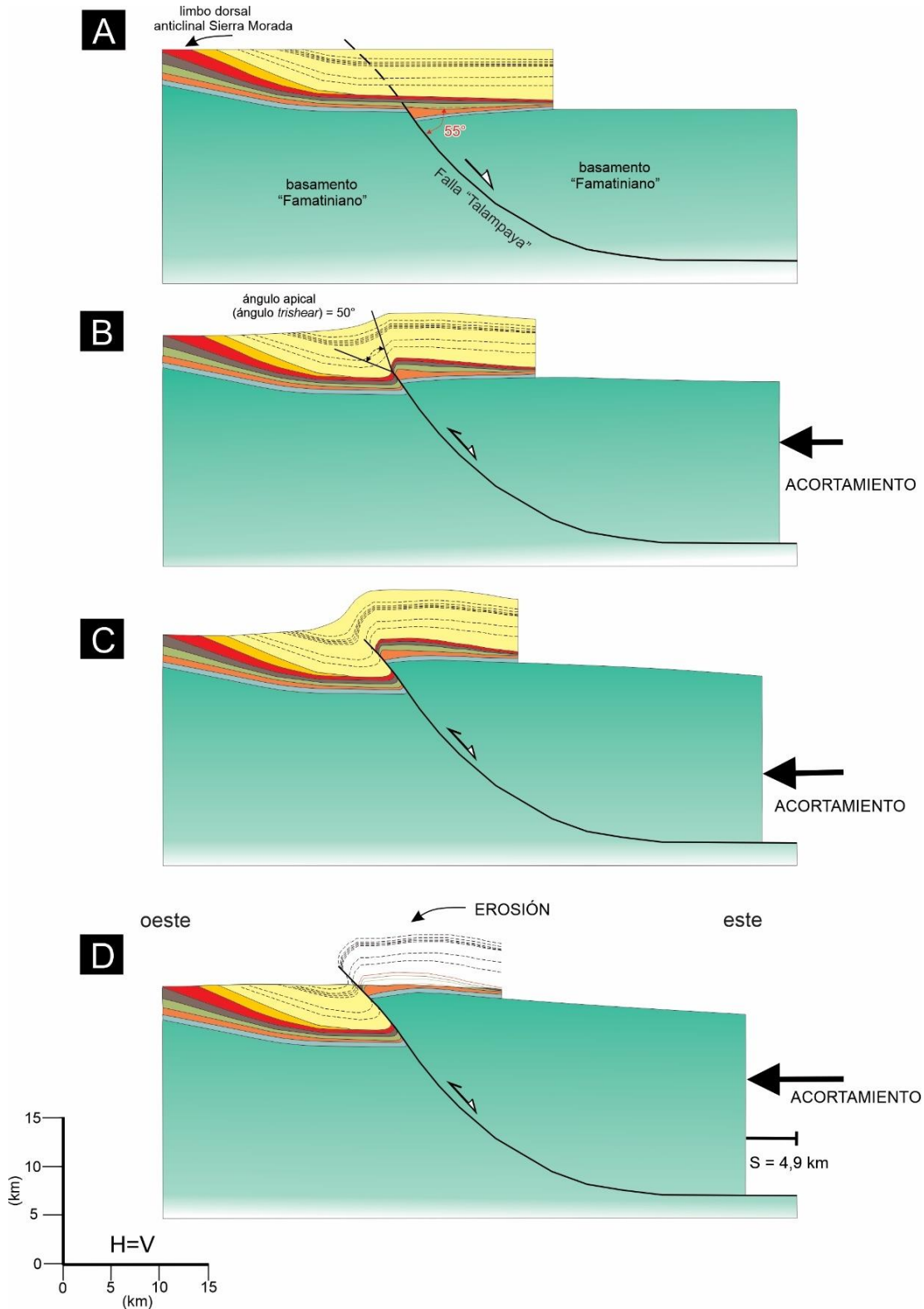


Fig.6.48: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del anticlinal Sierra de Los Tarjados de acuerdo a la transecta E-E' (Fig. 6.43). Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado utilizando el modelo cinemático Trishear (Erslev, 1991), para modelar la geometría del limbo frontal y de la charnela, mientras que la geometría del limbo dorsal fue modelada con una cizalla inclinada de -30° . Colores de las unidades geológicas de acuerdo a la figura 6.43.

En la figura 6.48 se muestra la reconstrucción geométrica y evolución del anticlinal Sierra de Los Tarjados al sur de la sierra homónima, a lo largo del perfil E-E' (Fig. 6.43).

La figura 6.48 A representa el estadio sin deformar, a partir del cual se realizó el modelado hacia adelante o *forward modelling* (en este caso hacia el oeste), y en línea punteada se observa la falla Talampaya vinculada con la estructuración del anticlinal. Los espesores reconstruidos en el sector del anticlinal Sierra de Los Tarjados son los medidos en la Quebrada del Arco Iris o Agua Escondida (Fig. 6.45), mientras que los espesores hacia el sector occidental, corresponden a los medidos a lo largo del limbo dorsal del anticlinal Sierra Morada (Fig. 6.32). La etapa previa a la deformación también considera el espesor completo de la Formación Desencuentro depositado hasta aproximadamente los 5 Ma (véase capítulo 3). Esta propuesta también está sustentada por el modelado termal de una muestra de la Formación Talampaya en el anticlinal Sierra de Los Tarjados (véase capítulo 7), que establece un evento de exhumación acelerado a los 5 Ma. Por lo tanto, el modelo cinemático no contempla la generación de estratos de crecimiento durante la evolución del anticlinal.

La profundidad del basamento en el bloque yacente de la falla Talampaya fue obtenida del mapa estructural de la figura 6.34 A, mientras que la profundidad del basamento en el bloque colgante fue obtenida a partir de la restitución y modelado hacia adelante del anticlinal. Para esto último fue necesario incorporar un depocentro con geometría en hemigraben rellenado con las unidades de synrift (Fms. Talampaya, Tarjados, Los Rastros, e Ischigualasto). Esta propuesta es consistente con las reconstrucciones paleogeográficas de Mancuso y Caselli (2012).

En la primera etapa de deformación (Fig. 6.48 B), la falla Talampaya con una inclinación de 55° hacia el este, alcanza un grado de inversión total o completo, es decir que el tope del basamento sobrepasa su punto nulo, adquiriendo una posición por encima de la posición previa a la extensión. Durante esta etapa y las etapas subsiguientes (Fig. 6.48 C-D), la falla Talampaya transmite acortamiento hacia la superficie mediante una zona de cizalla triangular con un ángulo apical de 50° , y un p/s que varía de 1,4. Con estos parámetros, el modelado *forward* reproduce la inclinación subvertical del limbo frontal en las unidades triásicas, mientras que los bancos de la Formación Desencuentro rotan hasta invertir la estratificación (Fig. 6.48 C-D). Si bien esa configuración de estratos fue interpretada como estratos de crecimiento (Astini y Candiani, 2016), el modelo propuesto de plegamiento por propagación de falla *Trishear*, permite reproducir esa distribución de

estratos (Fig. 6.45), mediante el mecanismo de migración de charnela más rotación de limbo frontal (Poblet, 2012; y referencias allí citadas).

Finalmente, en la última etapa de la deformación hacia los tiempos recientes (Fig. 6.48 D), la magnitud del acortamiento horizontal total del anticlinal Sierra de Los Tarjados a lo largo de la transecta E-E', es de 4900 m (13%). Por su parte, la falla Talampaya alcanzó un desplazamiento total de 7550 m, lo que provocó que las formaciones Talampaya y Tarjados, se encuentren parcialmente exhumadas, y que el basamento alcance una profundidad cercana a la superficie.

Interpretación del fracturamiento:

Las fracturas usualmente observadas en anticlinales pueden generarse previamente, durante y posteriormente al plegamiento (*e.g.*, Bellahsen *et al.*, 2006; Ameen *et al.*, 2010). En términos de su geometría y comportamiento dinámico pueden ser distinguidas o clasificadas utilizando diferentes criterios basados en la relación entre la orientación de fracturas con respecto al eje del anticlinal, el ángulo de buzamiento con respecto a la estratificación, entre otras (Hancock, 1985; Price y Cosgrove, 1990; Twiss y Moores, 2007).

Debido a que se carecen de estaciones de medición en afloramientos, no es posible discernir si algunas de las fracturas, especialmente las orientadas de manera oblicua y ortogonal al eje del anticlinal, corresponden a fracturas de extensión (Modo I) o de cizalla (Modo II). Por este motivo, la clasificación de los diferentes *sets* previamente descriptos (Fig. 6.47 B), se realizó únicamente teniendo en cuenta su orientación respecto al plegamiento (Hancock, 1985; Price y Cosgrove, 1990; Twiss y Moores, 2007). Estudios de detalle, a futuro, sobre las fracturas a escala local (afloramiento), podrían arrojar más resultados esclarecedores sobre sus orígenes. Es por ello, que lo planteado en este apartado es de carácter puramente hipotético.

Los *sets* de fracturas observados en el anticlinal Sierra de Los Tarjados (Fig. 6.46 A), están orientados siguiendo la clasificación de fracturas observadas en anticlinales asimétricos (Price, 1966). De acuerdo a esta clasificación, las fracturas que se disponen perpendiculares al eje del anticlinal (fracturas J2; Fig. 6.47), corresponderían a las fracturas más antiguas, formadas previamente al plegamiento (*e.g.*, Awdal *et al.*, 2016). También podrían haber tenido su origen como fracturas extensionales durante las etapas iniciales de plegamiento de manera paralela a la dirección del máximo esfuerzo compresivo σ_1 , el cual

habría actuado sobre estratos subhorizontales o de muy bajo ángulo de inclinación (e.g., Guiton *et al.*, 2003).

Muchas de las fracturas que están dispuestas paralelas al eje del anticlinal (fracturas J1; Fig. 6.47), corresponden a fracturas de extensión o a fallas normales (6.44 B). Estas se desarrollan preferencialmente en el sector proximal a la charnela donde la curvatura es mayor, en respuesta a la extensión producida en el arco externo de los estratos debido a su flexión (*tangential longitudinal strain*; Ramsay, 1967). Cronológicamente, el origen de estas fracturas está vinculado a un estado evolutivo avanzado (en curvatura) del anticlinal (Hancock, 1985; Price y Cosgrove, 1990; Twiss y Moores, 2007).

De acuerdo a los autores citados anteriormente, las fracturas oblicuas (fracturas J3 y J4; Fig. 6.47), pueden ser interpretadas como fracturas de cizalla en base a su orientación oblicua con respecto al eje de plegamiento y al ángulo diedro de aproximadamente 60°, que cuadra en el rango observado en el anticlinal Sierra de Los Tarjados (Fig. 6.47). A su vez la bisectriz de ese ángulo correspondería a la dirección del máximo esfuerzo compresivo σ_1 , con una orientación aproximada N80° subparalelo a las fracturas J2, perpendicular al eje del anticlinal y a las fracturas J1 (Fig. 6.47). Siguiendo el modelo conceptual de Price (1966), las fracturas oblicuas podrían haberse originado posteriormente al primer episodio de fracturamiento asociado a las fracturas J2, es decir durante y posteriormente al episodio de fracturación del *set* J1.

6.3.6.2 Anticlinal Potrero Alto

Geometría estructural:

Sobre la ruta Nacional N° 40 (Fig.6.49), inmediatamente al sur de la localidad de Puerto Alegre se encuentran las Lomadas homónimas, las cuales hacia el sur hasta el río de la Caída se denominan “Lomas de Los Loros” (Gentili, 1972; Hoja geológica 17c Cerro Rajado). Este sector, fue inicialmente mapeado por De Alba (1954) en el marco de la hoja geológica 16 c “Villa Unión”, y por Miranda (1956), quienes realizaron algunas menciones breves sobre los aspectos estructurales.

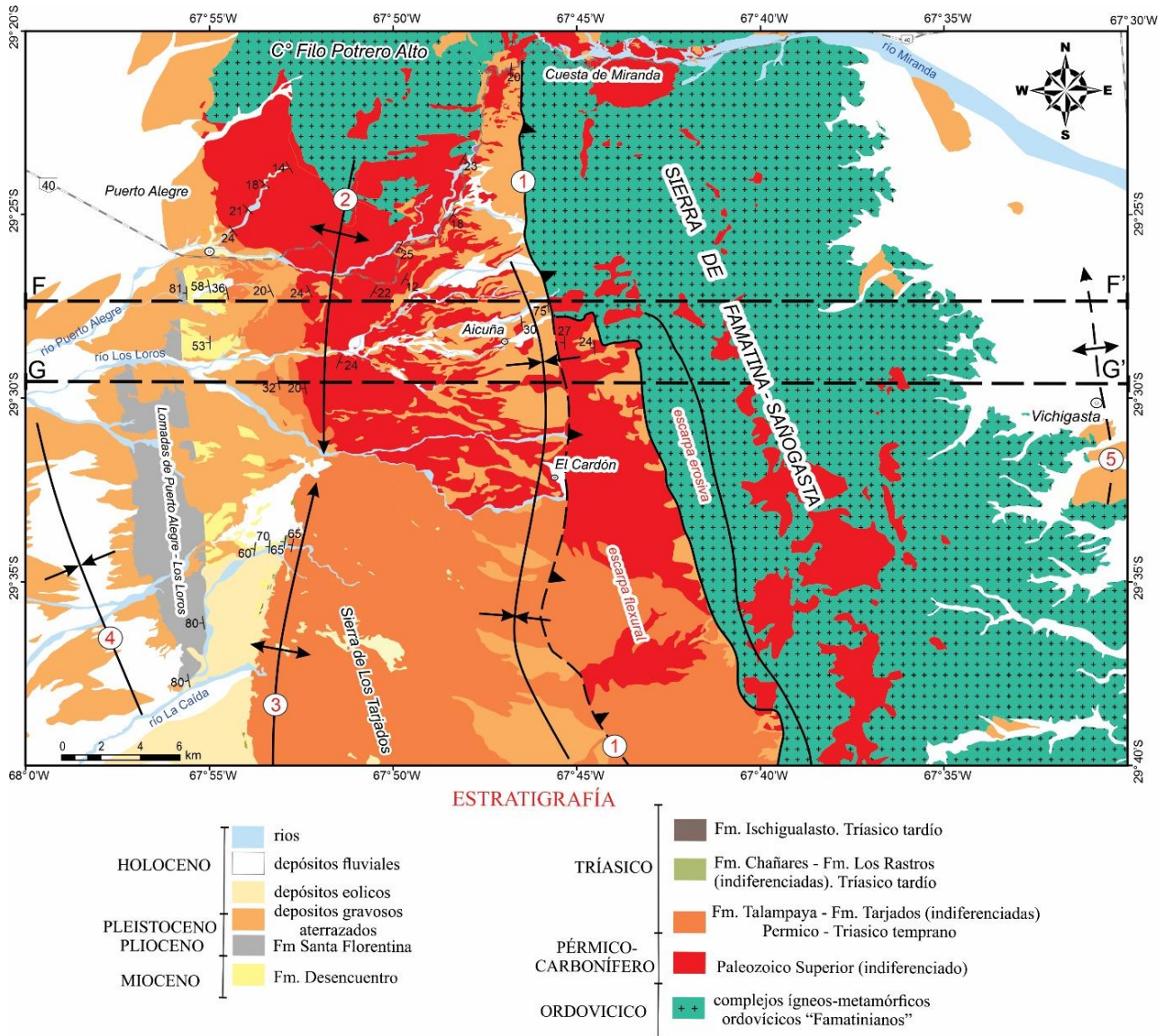


Fig. 6.49: Mapa geológico del sector nororiental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y Sierra de Sañogasta, mostrando las estructuras principales: 1) Falla Aicuña; 2) anticlinal Potrero Alto; 3) anticlinal Sierra de Los Tarjados; 4) sinclinal Pagancillo; 5) anticlinal Vichigasta. Mapa basado en la compilación de antecedentes geológicos y mapas geológicos del SEGEMAR, enriquecido con datos propios de campo.

Las lomadas de Puerto Alegre-Los Loros son una serie de crestas homoclinales que en la dirección E-O incluyen a las formaciones Patquia, Talampaya, Tarjados, Desencuentro y Santa Florentina. Estas crestas poseen rumbos N 348°-357° e inclinan hacia el oeste, siendo coronadas en una marcada discordancia angular erosiva por pedimentos cuaternarios aterrazados (véase apartado 3.2.3; Capítulo 3). Todos estos afloramientos se encuentran fuertemente disectados por ríos que descienden desde la Sierra de Sañogasta y terminan descargando hacia el oeste en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Fig. 6.49). Hacia el sur, en las Lomas de Los Loros, las crestas homoclinales están vinculadas al limbo frontal del anticlinal de la Sierra de Los Tarjados, como así también al limbo oriental del sinclinal de Pagancillo (Fig.6.49).

En la dirección este-oeste, siguiendo la disposición estratigráfica antes mencionada, las crestas homoclinales de las lomadas de Puerto Alegre-Los Loros inclinan unos 25° hasta adquirir posiciones subverticales (Fig. 6.49). Estos datos permiten vincular dichas lomadas al limbo frontal del anticlinal “**Potrero Alto**”, (nombre propuesto; Figs. 6.42 y 6.49). Esta estructura, aparentemente fue esquematizada por de Alba (1954), en su sección geológica H-H'. Sobre esa sección dicho autor representó un anticlinal simétrico, sin ahondar o precisar información estructural sobre la misma.

A partir de los trabajos de campo, se deduce que el anticlinal Potrero Alto es asimétrico hacia el oeste, y presenta una longitud de onda de aproximadamente 12 km. En la dirección norte-sur se extiende por unos 14 km, presentando un eje con inmersión hacia el sur, como resultado de la propagación y disminución del rechazo vertical de la falla inversa subyacente en esa dirección. De acuerdo a la reconstrucción estructural realizada mediante dos perfiles magnéticos (Figs. 6.50 y 6.51), modelados en forma directa (modelado 2.75D), la falla es ciega, involucra el basamento granítico Ordovícico, e inclina hacia el este entre los 40 a 55° .

Hacia el este de las Lomadas de Puerto Alegre, la situación geológica-estructural es notoriamente diferente. A lo largo del piedemonte de la vertiente occidental abrupta de la Sierra de Sañogasta, los estratos rojizos de la Formación Patquía conforman el limbo dorsal del anticlinal Potrero Alto, con estratos que buzanan hacia el SE y E entre los 48° a 15° (Fig.6.49).

Por otra parte, un rasgo morfotectónico llamativo, previamente cartografiado por Casa *et al.*, (2014), es la presencia de al menos seis escarpas dispuestas de manera subparalela y escalonada en el limbo frontal (Fig. 6.52). Estas escarpas presentan resaltos variables (~ 1 a 10 m), y afectan los niveles aluviales (pedimentos) que cubren parcialmente el anticlinal. La rectilinearidad y paralelismo entre los diferentes escarpes sugiere la coincidencia con la estratificación de los bancos de la Formación Santa Florentina, constituyendo así probables fallas del tipo flexo-deslizantes (*e.g.*, Yeats *et al.*, 1997; Nicol y Nathan, 2001; Burbank y Anderson, 2013; Li *et al.*, 2017).

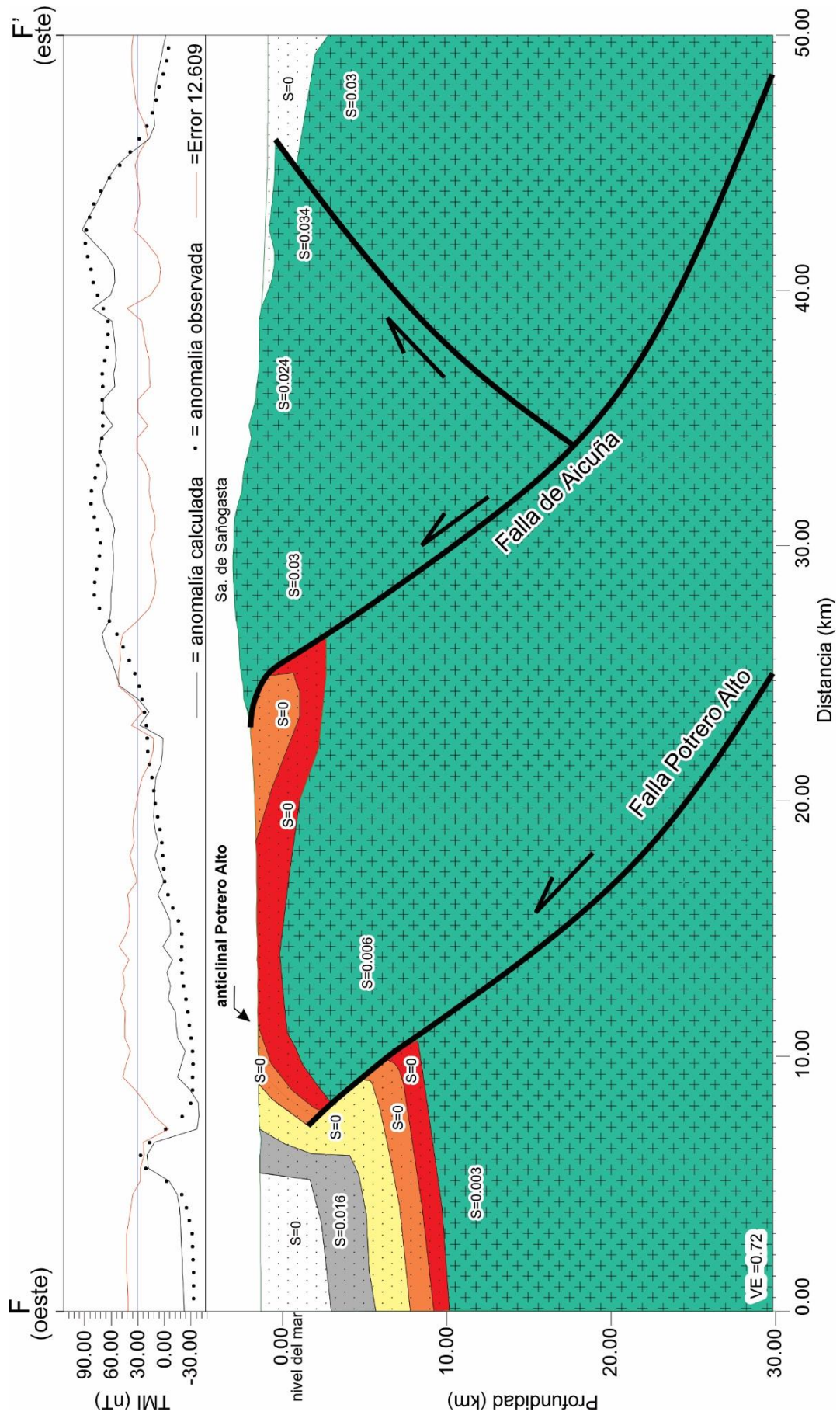


Fig. 6.50: Modelo magnético 2.75D y modelo geológico-estructural F-F' realizado a través del anticlinal Potrero Alto y la Sierra de Sañogasta. Véase la ubicación en la figura 6.49.

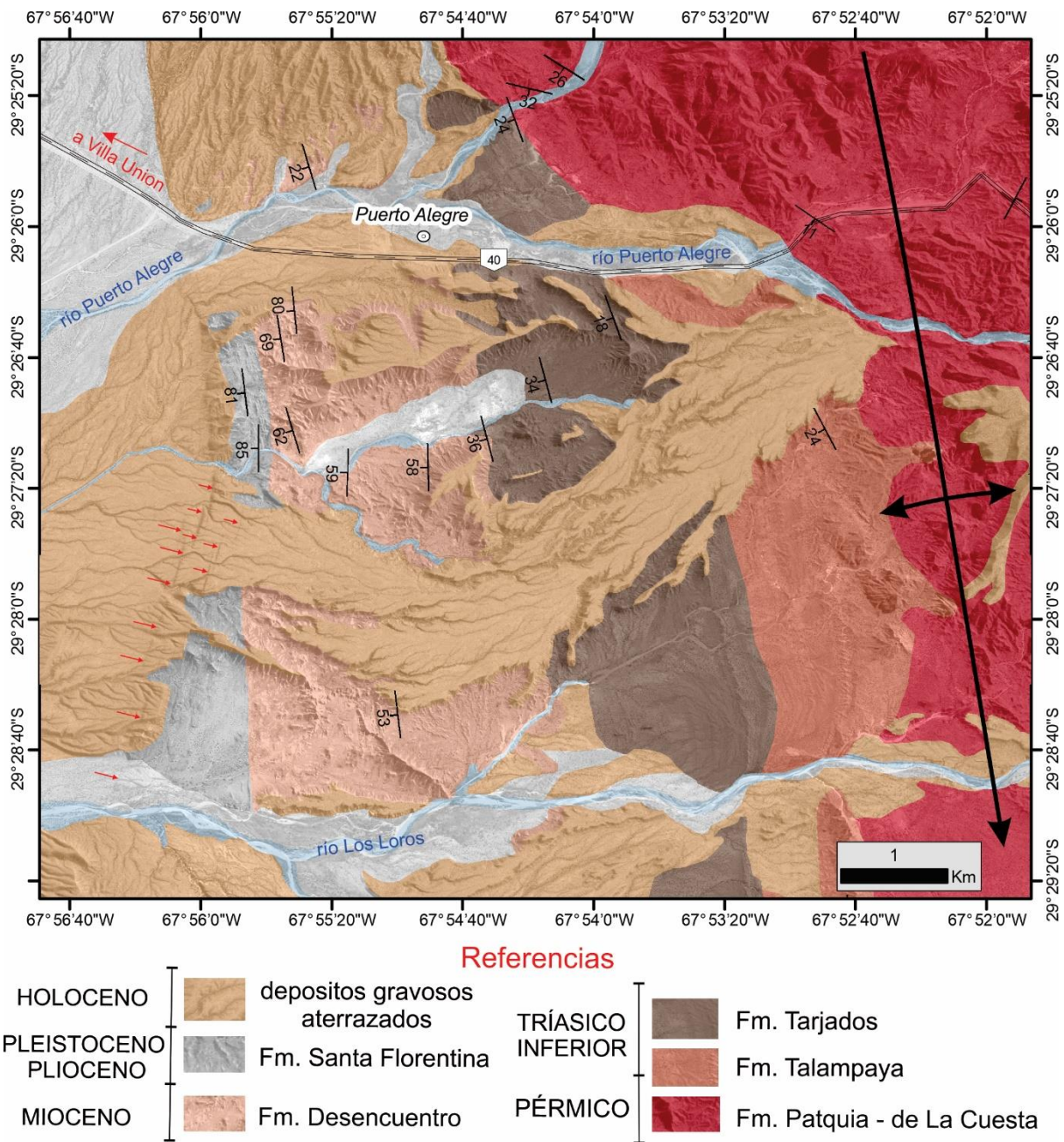


Fig. 6.52: Mapa geológico detallado del limbo frontal del anticlinal Potrero Alto, en las inmediaciones al poblado de Puerto Alegre. Nótese la presencia hacia el oeste de varios resaltos topográficos escalonados, interpretados en esta tesis como escarpas originadas por fallamiento flexo-deslizante en los estratos de la Formación Santa Florentina, que deforman la cobertura aluvial aterrazada o pedimento cuaternario.

Modelo cinemático:

La figura 6.53 muestra la reconstrucción geométrica y evolución cinemática del anticlinal Potrero Alto a lo largo de la transecta F-F' (Fig. 6.49), empleando el modelo de plegamiento por propagación de falla Trishear (Erslev, 1991, Hardy y Ford, 1997; Allmendinger, 1998).

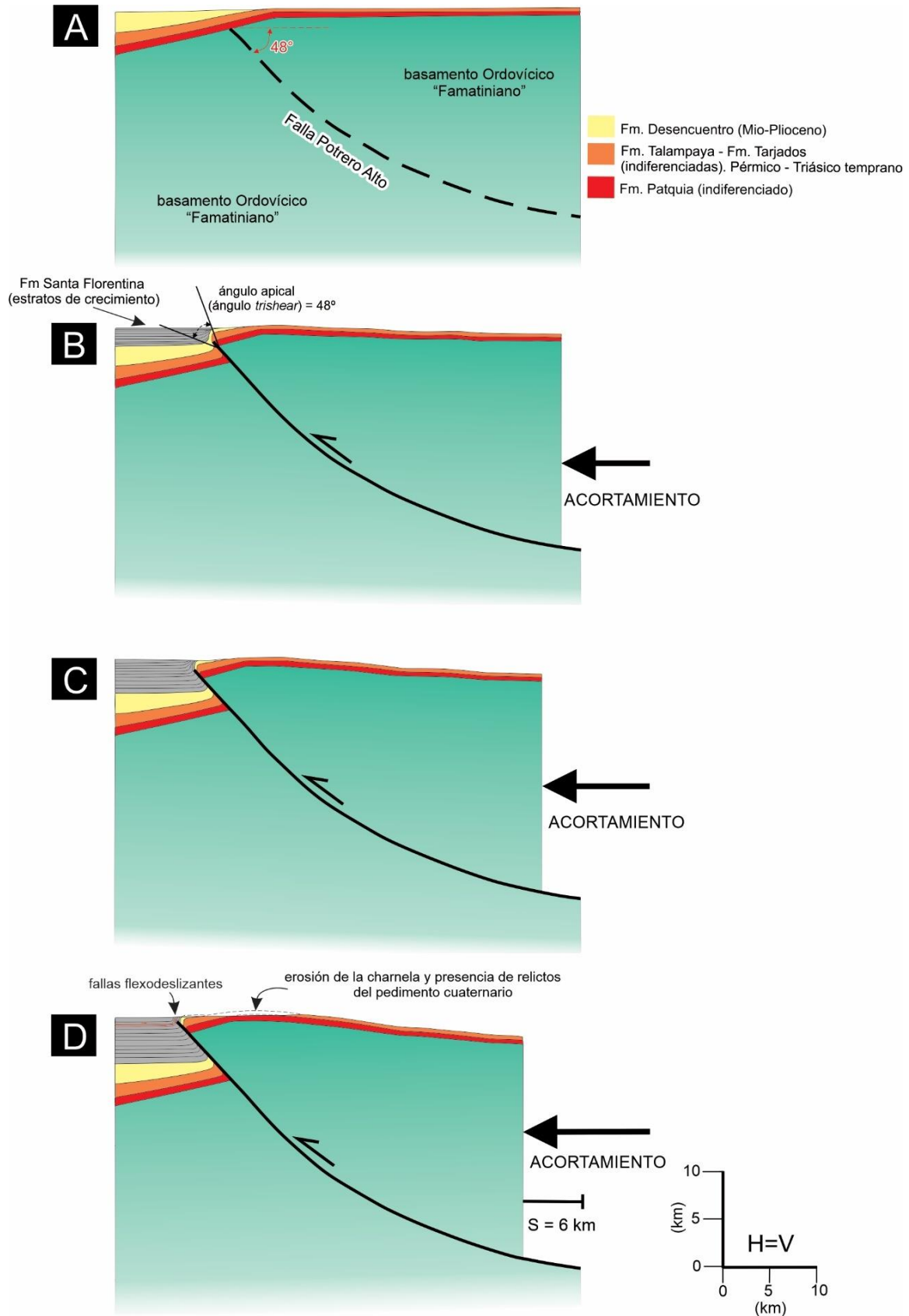


Fig. 6.53: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del anticlinal Sierra de Los Tarjados de acuerdo a la transecta F-F' (Fig. 6.49). Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado utilizando el modelo cinemático Trishear (Erslev, 1991), para modelar la geometría del limbo frontal y de la charnela, mientras que la geometría del limbo dorsal fue modelada con una cizalla inclinada de -30° .

La figura 6.53 A representa la retrodeformación del anticlinal Potrero Alto, a partir del cual se realizó el modelado hacia adelante o *forward modelling* (en este caso hacia el oeste). La línea punteada representa la falla Potrero Alto vinculada con la estructuración del anticlinal homónimo, la cual presenta una inclinación de 48° hacia el este. Las unidades involucradas en la deformación, como los espesores reconstruidos en el sector del anticlinal corresponden a los medidos durante el relevamiento estratigráfico-sedimentológico en las Lomadas de Puerto Alegre (véase apartado 3.2.3; Capítulo 3). La profundidad del basamento o del espesor total de la cobertura sedimentaria, tanto en el bloque yacente como en el colgante de la falla Potrero Alto, fue aproximado mediante el mapa estructural de la figura 4.5 (Capítulo 4), y el modelado magnético directo F-F' (Fig. 6.50).

La etapa previa a la deformación muestra además que el basamento gradualmente se profundiza hacia el oeste, siguiendo la configuración de la cuenca de hemigraben permo-triásica propuesta por Milana y Alcober (1994). Esta configuración incluye el margen activo hacia el oeste marginado por la falla maestra de Valle Fértil (Figs. 4.11; 6.37), y un margen pasivo localizado en la región del anticlinal Potrero Alto - Sierra de Los Tarjados. Además, esta etapa también considera el espesor completo de la Formación Desencuentro, depositado hasta aproximadamente los 5 Ma (véase capítulo 3). De acuerdo, a los datos de paleocorrientes adquiridos en las Lomadas de Puerto Alegre (véase apartado 3.2.3; Capítulo 3), la Formación Desencuentro fue depositada a partir de sistemas fluviales que fluyeron hacia el sur-sudoeste, es decir de manera axial al anticlinal. Esto permite proponer un acuñaamiento de la unidad hacia el este siguiendo la paleotopografía permo-triásica, y un engrosamiento de la misma hacia el oeste, como muestra el mapa isopáquico estructural de la figura 4.17 (Capítulo 4).

De acuerdo a esta propuesta, la evolución estructural del anticlinal Potrero Alto habría comenzado a los 5 Ma, considerando así, a la Formación Santa Florentina como una unidad compuesta por estratos de crecimiento. La presencia de estos estratos no puede ser demostrada considerando la carencia y calidad de los perfiles sísmicos en este sector de la cuenca. Sin embargo, el delgado espesor de la unidad medido en superficie sobre el limbo frontal del anticlinal, y su marcado engrosamiento hacia el oeste en el subsuelo (Fig. 4.18; Capítulo 4), es consistente con un arreglo de estratos de crecimientos con un patrón abanicado o en cuña similar al observado inmediatamente hacia el oeste en el limbo frontal del monoclinal San Isidro (Fig. 6.7 A). La acumulación gradual de los estratos de crecimiento de la Formación Santa Florentina durante la evolución estructural del anticlinal

(Fig. 6.53 B-C-D), fue modelada considerando una tasa relativa de crecimiento del anticlinal igual a la tasa de acumulación, logrando así un buen ajuste entre los datos de estratificación medidos en superficie y la geometría estructural modelada. Durante estas etapas, la falla de Potrero Alto con una inclinación de 48° E, transmite acortamiento hacia la superficie mediante una zona de cizalla triangular con un ángulo apical de 60° y un p/s de 1,2. El movimiento y deformación del bloque colgante fue modelado mediante una cizalla inclinada de -30° .

En la primera etapa de deformación (Fig. 6.53 B), la falla Potrero Alto, desplaza el basamento sobre las formaciones Patquia y Talampaya-Tarjados, generando la verticalización de los estratos de la Formación Desencuentro. Durante esta etapa y las etapas subsiguientes el anticlinal crece rotando su limbo frontal de manera tal que los estratos de crecimiento de la Formación Santa Florentina finalizan en *onlap* contra el limbo frontal. Luego, en la segunda etapa de deformación (Fig. 6.53 C), cada vez más estratos de crecimiento son acumulados, y la falla adquiere un mayor desplazamiento, lo que provoca que el transporte del limbo frontal hacia la superficie. Finalmente, durante la última etapa evolutiva (Fig. 6.53 D), se acumulan los últimos estratos de crecimiento, y el anticlinal adquiere su configuración actual, luego de un acortamiento horizontal de 6 km (12,5%). A su vez, el fallamiento alcanzó un desplazamiento total de 7100 m, permaneciendo ciego a escasa profundidad de la superficie.

La presencia de una delgada cobertura de material gravoso-arenoso formando una planicie suavemente inclinada al oeste (pedimento; Fig. 6.52), la cual trunca y erosiona toda la superficie del anticlinal, sugiere un periodo de calma tectónica previo a las más recientes etapas de evolución estructural del anticlinal. La amplia superficie que cubre este pedimento es consistente con el desarrollo de una bajada aluvial desarrollada a lo largo del sector pedemontano occidental de la Sierra de Sañogasta, donde predominaron los procesos de agradación y erosión fluvial sobre la superficie del anticlinal. Posteriormente, durante las más recientes etapas de evolución estructural del anticlinal, el pedimento fue erosionado por los ríos antecedentes, quedando relictos del mismo preservados en diferentes posiciones topográficas sobre el anticlinal (Fig. 6.52). A su vez, durante estas etapas, mediante una reactivación cuaternaria de la falla y anticlinal Potrero Alto, se habrían generado las fallas flexodeslizantes en las intercalaciones pelítico-arenosas/gravosas presentes en la Formación Santa Florentina (Fig. 6.52). Estas fallas se localizan en un limbo frontal fuertemente apretado, o en un sinclinal frontal de crecimiento con exceso de

curvatura. Por lo tanto, el mecanismo de plegamiento por rotación de limbo frontal analizado por Li *et al.*, (2017), en situaciones estructurales análogas, permitiría explicar el origen de estas discontinuidades mecánicas que acomodan deslizamiento interestratal.

6.3.6.3 El bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta, la falla de Aicuña y estructuras secundarias

Geometrías estructurales:

Hacia el este del anticlinal Potrero Alto, el limbo dorsal de dicha estructura es afectado por la falla inversa de Aicuña (Durand *et al.*, 1987), poniendo en contacto tectónico el basamento granítico del Complejo Magmático Sañogasta sobre las formaciones Patquía-de la Cuesta, y Talampaya (Figs. 6.49; 6.50, 6.51 y 6.54 A).

La falla inversa de Aicuña fue reconocida y cartografiada por De Alba (1954) en el marco de la hoja geológica 16c “Villa Unión”, como así también por Miranda (1958) durante la realización de sus estudios doctorales en la región de la Cuesta de Miranda (Figs. 6.49). A pesar que ambos autores realizaron algunas menciones breves sobre los aspectos estructurales, De Alba (1954) caracterizó a esta falla como una estructura terciaria-cuaternaria, mientras que Miranda (1958) la clasificó como una falla inversa lítrica con una inclinación de 60°E, siguiendo las propuestas estructurales regionales de González Bonorino (1950); (“estilo estructural Pampeano”). Posteriormente, Fidalgo (1963; 1968), en sus trabajos pioneros sobre la tectónica y geomorfología de la Sierra de Sañogasta y Vilgo (entre los 29°30' y 30°00' S), cartografió el segmento austral de la falla de Aicuña, denominándolo como la “Falla del Portezuelo Amarillo”. Este último autor, caracterizó a esta estructura como una falla normal, sin suministrar información estructural que justifique esa propuesta.

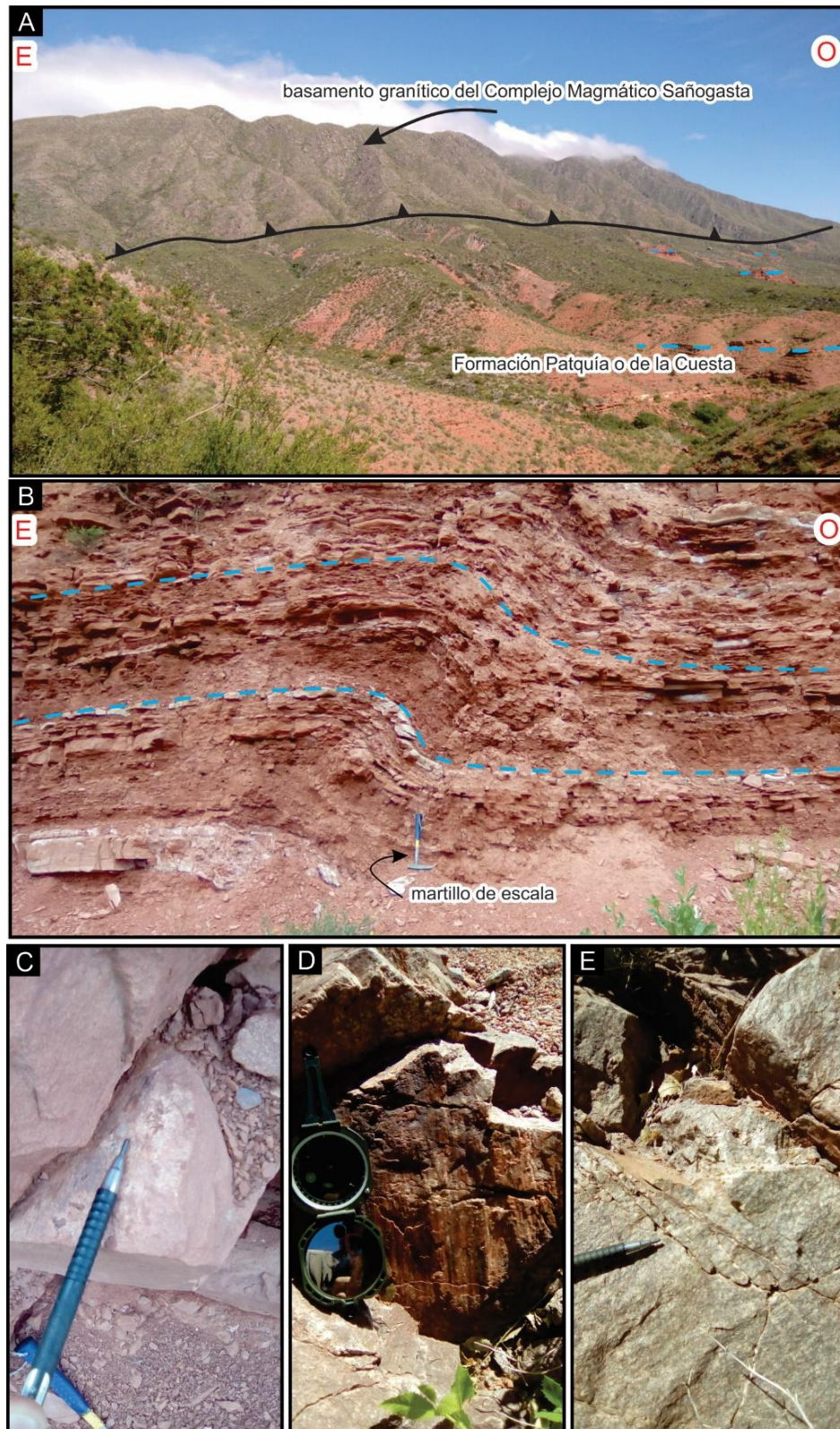


Fig. 6.54: Fotografías en la zona de falla Aicuña. A) Vista panorámica de la falla de Aicuña, desde el Mirador de Bordo Atravesado en la Cuesta de Miranda sobre la ruta Nacional N°40 ($29^{\circ}20'59,42''S$ - $67^{\circ}46' 44,07''O$). B) Ejemplo de plegamiento Trishear en las areniscas rojas de la Formación Patquía - de La Cuesta afectada por fallas menores de acomodación (bloque yacente de la falla de Aicuña en el mirador del Bordo Atravesado). C) Detalle de una falla inversa menor con estrías de fibras minerales afectado la Formación Patquía - de La Cuesta (bloque yacente de la falla de Aicuña en el mirador del Bordo Atravesado). D) Plano de falla estriado afectando granitos Ordovícicos en la Quebrada del Ciénago cerca de Aicuña (bloque colgante de la falla de Aicuña). E) fracturas R (Riedel) asociada a los planos estriados de los granitos Ordovícicos en la Quebrada del Ciénago cerca de Aicuña (bloque colgante de la falla de Aicuña).

Las propuestas estructurales realizadas por De Alba (1954) y Miranda (1956), fueron retomadas y apoyadas por (Durand *et al.*, 1987), quienes realizaron el primer bosquejo estructural regional de la región centro-sur del Sistema de Famatina. Durand *et al.*, (1987), y más recientemente Fauqué *et al.*, (2020) cartografiaron la falla de Aicuña como una estructura de rumbo general norte-sur que margina la ladera occidental abrupta de la Sierra de Sañogasta. Regionalmente, el trazo de la falla presenta segmentos cóncavos y convexos (salientes y entrantes), y se extiende aproximadamente por unos 50 km desde la Cuesta de Miranda (Ruta Nacional 40), hasta unos kilómetros al sur del río Talampaya en la vertiente oriental tendida de la Sierra de Los Tarjados (Fig. 6.42).

La falla de Aicuña, desde la localidad homónima hasta la Cuesta de Miranda presenta una traza rectilínea de rumbo ~N-S (Fig. 6.49). De acuerdo al perfil magnético y modelo geológico-estructural F-F' (Fig. 6.50), se observa que la falla presenta una geometría lístrica en profundidad causante de la asimetría topográfica que caracteriza a la Sierra de Sañogasta. Hacia la superficie, el plano de falla adquiere una geometría de rampa-plano, generando así una cuña de basamento que se monta sobre las formaciones Patquía-de la Cuesta, y Talampaya (Figs. 6.50 y 6.54A).

Como resultado del desplazamiento de la falla de Aicuña y levantamiento regional de la sierra de Sañogasta, en el mirador del Bordo Atravesado, en la Cuesta de Miranda (Fig. 6.49; 29°20'59,42"S - 67°46'44,07"O), se observan en el bloque de yacente deformaciones frágiles y dúctiles que afectan a la Formación Patquía-de la Cuesta. Estas deformaciones incluyen pliegues anticlinales menores asimétricos volcados en *chevron* y Trishear (Fig. 6.54 B), con ejes hacia el norte y sur (Fig. 6.55 A), asociados a fallas inversas menores de acomodación con planos estriados con vergencias predominantes hacia el oeste (Fig. 6.55 B).

Inmediatamente al este de Aicuña (Fig. 6.49), en el ingreso de la Quebrada del Ciénago (29°27' 44,55"S - 67°45' 31,69" O), se observa una zona de daño vinculada a la falla de Aicuña. Esta zona presenta un intenso fracturamiento en las rocas graníticas, las cuales se encuentran originalmente milonitizadas, presentando una foliación milonítica con rumbos N-S a NO que inclina con alto ángulo principalmente al este. A su vez, son comunes en estas rocas la presencia de porfiroclastos delta y sigma fracturados y desplazados que indican mayormente una cizalla con movimiento inverso (Durand *et al.*, 1987; Candiani *et al.*, 2022). El fracturamiento sobreimpuesto a la milonitización, incluye fallas menores que poseen planos con espejos de fricción de aspecto aserrado y recubiertos por pátinas de óxidos (Fig. 6.54 D), y fracturas de cizalla R (Fig. 6.54 E), que inclinan entre 5- 20°O,

permitiendo así determinar la vergencia hacia el oeste de la cizalla de falla de Aicuña (Fig. 6.55 C). Considerando el contexto regional, donde se observan fajas miloníticas similares (e.g., Höckenreiner *et al.*, (2003), se asume que de la milonitización ocurrió durante el Silúrico – Devónico.

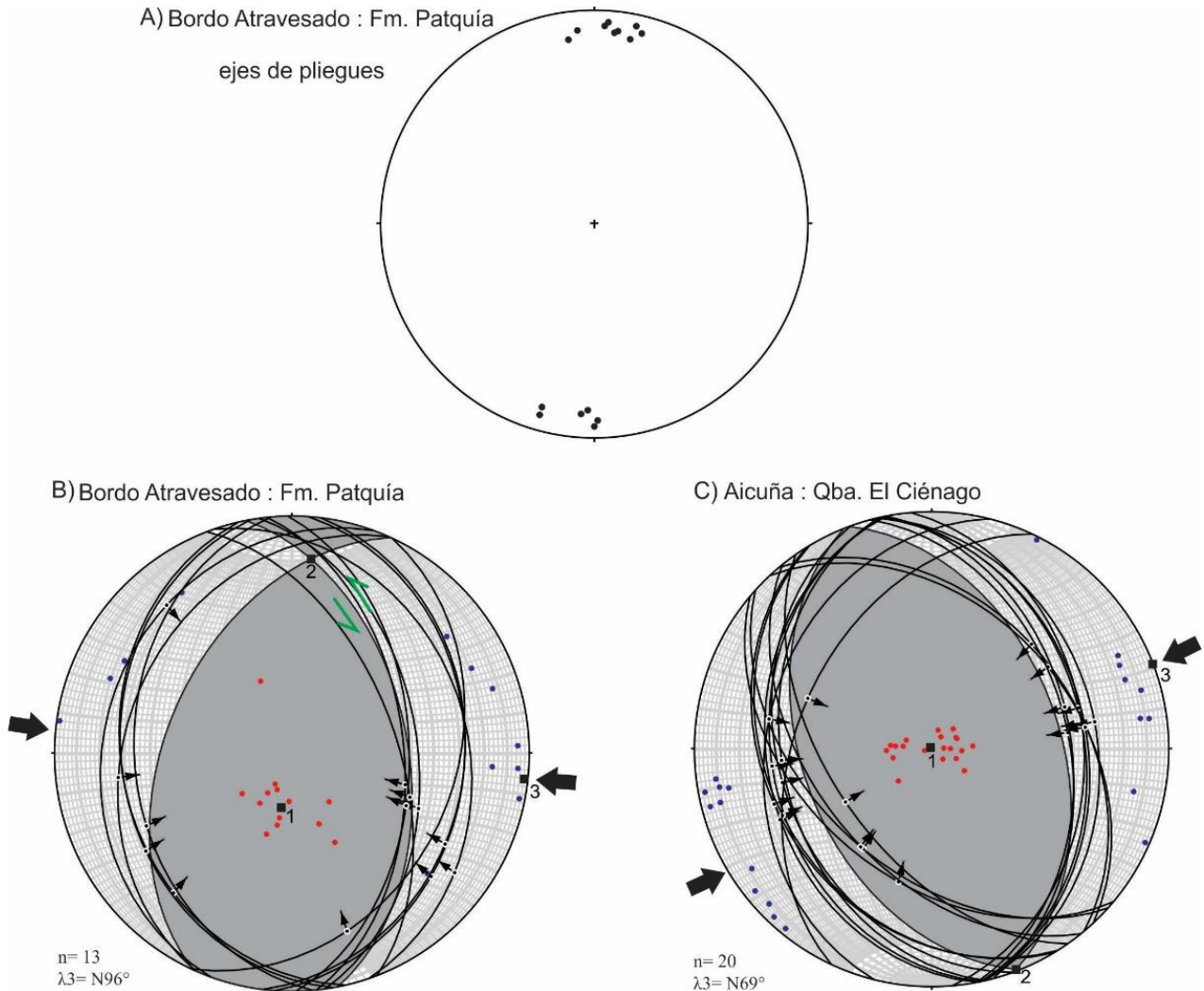


Fig. 6.55: A) Proyección estereográfica de los ejes de pliegues en la Formación Patquía- de La Cuesta sobre el Bordo Atravesado de la Cuesta de Miranda (29°20'59,42"S - 67°46'44,07"O). B-C) Datos cinemáticos asociados a la falla de Aicuña, correspondientes a la Formación Patquía - de La Cuesta en el Bordo Atravesado (bloque yacente), y a granitos en la Quebrada del Ciénago (bloque colgante), en las inmediaciones del poblado de Aicuña (29°27'44,55"S - 67°45'31,69" O).

El estilo estructural de la falla de Aicuña cambia notoriamente al sur de la localidad de Aicuña, adquiriendo el trazo de la falla un patrón cóncavo hacia el este (Fig. 6.42). De acuerdo al perfil magnético y modelo geológico-estructural G-G' (Fig. 6.51), la cuña de basamento se inserta en las formaciones Patquía-de la Cuesta, y Talampaya y no emerge hacia la superficie. Como resultado del empuje de la cuña hacia el oeste, la cobertura sedimentaria se encuentra plegada formando un resalto topográfico, similar a una flexura monoclin, entre la vertiente occidental abrupta de la Sierra de Sañogasta y la vertiente oriental tendida de la Sierra de Los Tarjados. Sobre este resalto los estratos de las

formaciones Patquía-de la Cuesta, y Talampaya se encuentran basculados hacia el oeste, conformando así un sinclinal frontal en el bloque yacente de la falla de Aicuña. De acuerdo a esta propuesta estructural, la vertiente occidental abrupta de la Sierra de Sañogasta al sur de la localidad de Aicuña, no se trataría de una escarpa de origen tectónico. Por lo contrario, presenta características de un frente escarpado sometido a procesos de erosión diferencial entre los granitoides ordovícicos y las rocas sedimentarias permo-triásicas.

Los perfiles magnéticos y modelos geológicos-estructurales F-F' y G-G' (Figs. 6.50 y 6.51), y las soluciones de la deconvolución de Euler en datos magnéticos (Fig. 5.14), muestran también la presencia de un retrocorrimiento asociado a la falla de Aicuña, el cual afecta el bloque colgante, y el subsuelo del sector pedemontano oriental de la Sierra de Sañogasta. De esta manera, el bloque de la Sierra de Sañogasta en las transectas analizadas puede ser considerada como una estructura tipo “*pop-up*” (Elliot 1981; en Butler 1982), la cual en esencia es un bloque triangular limitado a ambos lados por fallas antes mencionadas. La parte superior de este bloque no está afectada por fallamiento, preservando paleosuperficies gondwánicas (Jordan *et al.*, 1989, Rabassa *et al.*, 2010, Astini 2010, entre otros) o “pampas de altura”, que definen un mismo plano topográfico subhorizontal a escala serrana.

El retrocorrimiento o estructura antitética a la falla de Aicuña, permanece ciego en el sector pedemontano oriental de la Sierra de Sañogasta, afectando el basamento y la cobertura sedimentaria, la cual incluye la Formación Patquía y las unidades conglomerádicas y limo-arenosas pliocenas - cuaternarias expuestas pobremente en el “Bordo de Vichigasta” (Fig. 6.56). El Bordo de Vichigasta ubicado inmediatamente al oeste de la localidad homónima, constituye un relieve de lomada o de cerrillada pedemontana, que se extiende por unos 8 km en sentido N-S, presentando un resalto vertical de entre 30 a 5 m (Canelo *et al.*, 2021). De acuerdo a Sosic (1971) y Rocca *et al.*, (1975), el Bordo de Vichigasta se originó como resultado del desplazamiento topográfico vertical a lo largo de una falla normal con inclinación subvertical hacia el Este. Sin embargo, el análisis topográfico y el trabajo de campo, indica que el Bordo de Vichigasta presenta una pendiente abrupta hacia el Este y una más suave levemente basculada hacia el oeste, debido al retrocorrimiento propuesto anteriormente. En este sentido, y en íntima relación al retrocorrimiento, la estructura que da origen al Bordo de Vichigasta corresponde a un anticlinal con vergencia hacia el este (Canelo *et al.*, 2021). Este anticlinal presenta un limbo frontal y dorsal que aparece emergiendo del relleno aluvial en el paraje Guasamayo (Fig. 6.56; 29°28'54,56"S - 67°30'55,64"O). En ese paraje, se encuentran afloramientos de la

Formación Patquía, con rumbos N-S y buzamientos que varían para el limbo frontal entre 35° y 85° E, mientras que el limbo dorsal presenta buzamientos entre 10°-15°O. De acuerdo a esta configuración geométrica de estratos, el anticlinal Bordo de Vichigasta es consistente con un pliegue por propagación de falla (cf. Suppe y Medwedeff 1984).

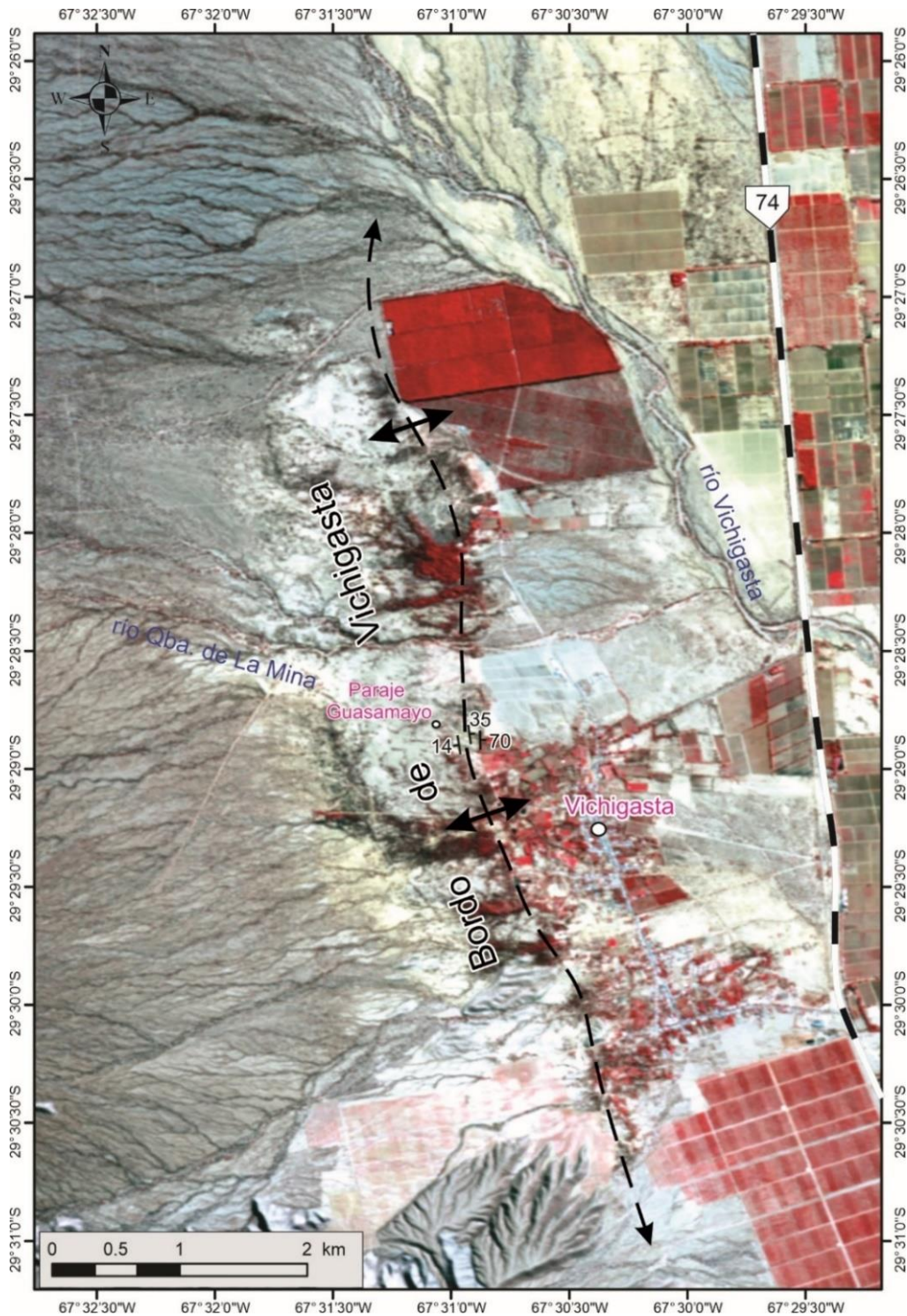


Fig. 6.56: Imagen satelital falso color ASTER (RGB 321). En esta imagen permite resaltar la estructura anticlinal pobremente desarrollada que margina por el oeste a la localidad de Vichigasta, la cual es denominada en esta tesis como anticlinal “Bordo de Vichigasta”.

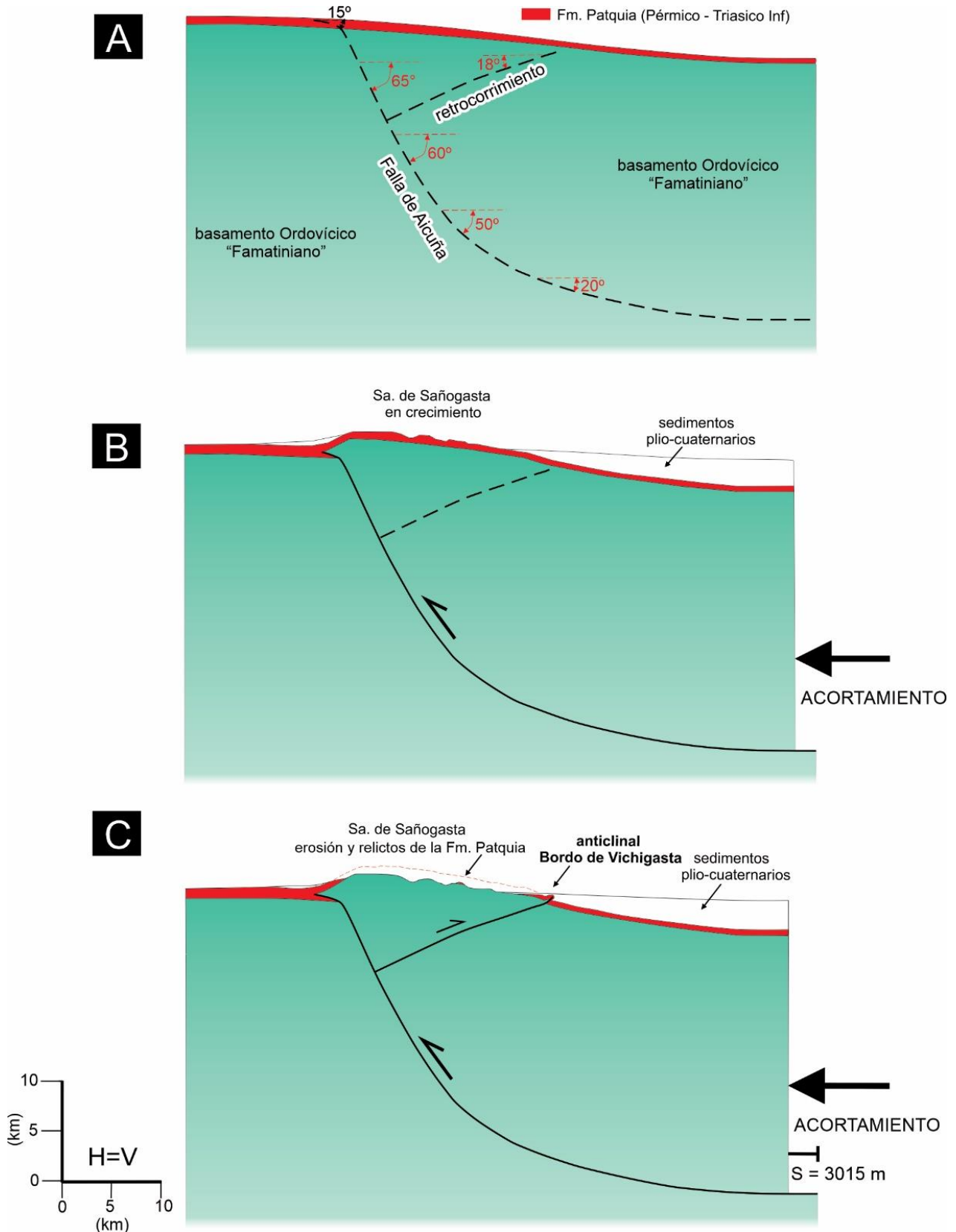


Fig. 6.57: Secciones transversales mostrando la secuencia del desarrollo cinemático del bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta a través de la transecta G-G' (Fig. 6.50). Este modelo cinemático hacia adelante (*forward*) fue realizado considerando una falla inversa lítrica (falla Aicuña) que provoca el ascenso del bloque colgante (Sierra de Sañogasta), el cual es modelado empleando una cizalla oblicua de -25° . El retrocorrimiento de bajo ángulo que fragmenta el bloque colgante fue modelado como una estructura pasiva generada durante el ascenso y avance hacia el oeste del bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta (Recomendación propuesta por E. Cristallini en el software Andino 3D).

Por último, mediante el relevamiento de campo, y el análisis e interpretación de imágenes satelitales, se observan adaptaciones del drenaje e inclinaciones anómalas de sedimentos aluviales modernos, principalmente hacia el norte y sur del anticlinal (Fig. 6.56). Esto sugiere que la estructura ejerce un control activo sobre la escorrentía pedemontana, con posibles episodios de actividad tectónica cuaternaria (Canelo *et al.*, 2021).

Modelo cinemático y factores que controlan la evolución estructural de la Sa. de Sañogasta:

El modelo geométrico y cinemático propuesto que más fidedignamente representa a las estructuras del bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta a través de la transecta G-G', se muestra en la figura 6.57. De acuerdo a lo observado en afloramientos, se considera a la falla de Aicuña como una estructura preexistente que retrabaja una faja de protomilonitas y milonitas graníticas. A su vez, la restitución y modelado de la deformación, demuestra que la falla de Aicuña presenta una geometría lítrica o cilíndrica con radio de curvatura variable y aumento de buzamiento hacia la superficie (Fig. 6.57). A partir de un análisis cinemático, sobre el bloque yacente en las rocas permo-triásicas (Fig. 6.54 A-B-C), se determinó un mecanismo de fallamiento inverso con una componente de rumbo sinistral a lo largo de un plano de azimuth N348° e inclinación 49°E, cuyo eje de acortamiento (λ_3) se dispone horizontal según el azimuth N96° (Fig. 6.55 B). A su vez, sobre el bloque colgante, en la zona de falla que afecta los granitos ordovícicos (Fig. 6.54 D-E), se determinó un mecanismo de fallamiento inverso a lo largo de un plano de orientación N340° inclinándolo 44° al noreste y un eje de acortamiento (λ_3) horizontal orientado N69° (Fig. 6.55 C).

En el estadio previo a la deformación (Fig. 6.57 A), el basamento granítico Ordovícico se encuentra levemente basculado hacia el este como resultado de una etapa de estructuración previa vinculada al anticlinal Potrero Alto y a su falla infrayacente, la cual provocó la rotación en sentido horario de su bloque colgante (Figs. 6.50 y 6.51). A su vez, la cubierta sedimentaria adosada al basamento está constituida principalmente por la Formación Patquía/de la Cuesta. Esta unidad presenta un espesor reconstruido de unos 1100 m, y se dispone en forma tabular cubriendo las paleosuperficies gondwánicas o peneplanicies. Estas superficies están actualmente exhumadas en los sectores cumbrales de la Sierra de Sañogasta, preservando relictos o colgajos de la Formación Patquía/de la Cuesta dispuesto de manera subhorizontal o levemente inclinados hacia el este (Candiani *et al.*, 2022).

Durante las etapas iniciales de contracción orogénica, el bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta asciende por el desplazamiento de la falla de Aicuña (Fig. 6.57 B). Esta falla al cortar la cubierta sedimentaria experimenta un brusco cambio en su inclinación con respecto al ángulo de corte en el basamento, generando así un segmento cóncavo hacia abajo en el plano falla, que produce una flexión hacia el oeste del bloque colgante. Esta disminución de buzamiento de la falla sección arriba, genera un anticlinal por flexión en falla de grandes dimensiones (e.g., Narr y Suppe 1994; Mitra y Mount, 1998), con vergencia hacia el oeste. Durante las etapas iniciales de amplificación del anticlinal hasta que el mismo alcanza su cota topográfica final (Fig. 6.57 C), los bancos del limbo frontal son plegados (Fm. Patquia-de La Cuesta), adquiriendo y manteniendo sus buzamientos entre 25° a 30° O. Esta característica es consistente con el mecanismo de plegamiento por migración de charnela, típico del anticlinal por flexión en falla (Shaw *et al.*, 2005, y referencias allí citadas). Por su parte el plegamiento del basamento tendría lugar por el efecto combinado de la fábrica preexistente milonítica del granito, y el desarrollo de estructuras de pequeña escala uniformemente distribuidas o concentradas en sectores de intensa deformación o cataclasis dentro de la zona de falla (Fig. 6.54 D-E). De esta manera, la deformación del granito en la zona del limbo frontal y charnela del anticlinal son favorecidas por un comportamiento reológico dúctil que facilita el plegamiento (e.g., García y Davis 2004; Macaulay *et al.*, 2013).

Durante las etapas finales de contracción, el bloque colgante de basamento continúa penetrado y plegando la cubierta sedimentaria, hasta que parte de la deformación en el bloque colgante es acomodada pasivamente por el retrocorrimiento que origina el anticlinal Bordo de Vichigasta (Fig. 6.57 C). Este retrocorrimiento posee una geometría planar y solo es flexionado su extremo superior cuando éste penetra en la cubierta sedimentaria, generando así el anticlinal Bordo de Vichigasta a partir de un desplazamiento de 410 m. El acortamiento total para el bloque de la Sierra de Sañogasta como una estructura *pop-up* es de 3015 m (4,1%), tanto para el basamento como para la cubierta sedimentaria (Fig. 6.57 C).

De acuerdo a la sección retrodeformada (Fig. 6.57 A), el retrocorrimiento se desprende desde sector superior de la falla de Aicuña, donde el plano de falla presenta el mayor buzamiento (65° E). Esta característica permite explicar el origen del retrocorrimiento como una consecuencia de la elevada resistencia friccional localizada en el sector superior de la falla de Aicuña, el cual imposibilitó el continuo movimiento y ascenso del bloque de la

Sierra de Sañogasta (e.g., Mitra, 2002). Si bien, típicamente los retrocorrimientos son originados en las flexiones o en las regiones de elevada curvatura de fallas de primer orden (Mitra, 2002), no se descarta el desarrollo de retrocorrimientos más profundos originados desde los sectores inferiores de la falla de Aicuña, los cuales presentan las características antes mencionadas (Fig. 6.57 A). Lamentablemente la falta de cobertura de datos sísmicos de reflexión en el piedemonte oriental de la Sierra de Sañogasta, como así también falta cobertura aeromagnética al sur y este de Vichigasta, imposibilita la verificación de retrocorrimientos u otras estructuras secundarias asociadas a la falla de Aicuña.

6.3.7 Transectas estructurales regionales balanceadas: características de la corteza, estructura profunda y estimaciones de acortamientos

Luego del análisis geométrico y cinemático de las principales estructuras presentes en la región de estudio (Fig. 6.58), es posible integrar las interpretaciones estructurales entre el sector occidental y oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, y el bloque de la Sierra de Sañogasta (Sistema de Famatina). Para ello se realizaron tres transectas regionales balanceadas, denominadas A-A', B-B' y C-C' (Figs. 6.59, 6.60 y 6.61), que sustentan la viabilidad geométrica de las estructuras interpretadas y permiten determinar el acortamiento tectónico resultante de la deformación contraccional andina. A su vez, estas transectas permiten visualizar el modo en que tuvo lugar la configuración orogénica de esta región de las Sierras Pampeanas Occidentales, y la relación existente entre las distintas estructuras observadas a escala cortical, fundamentalmente entre las que involucran al basamento y aquellas desarrolladas en la cubierta sedimentaria.

En el extremo occidental de las transectas todas las unidades se disponen con escasa deformación, por lo cual en dicho sector se ubicó la línea de fijación (*pin line*). Desde ese sector hacia el este las unidades fueron reconstruidas considerando sus espesores. En conjunto estas transectas documentan estilos estructurales dominados por una tectónica de piel gruesa, sobresaliendo el levantamiento de los bloques de basamento de la Sierra de Sañogasta, el Filo del Potrero Alto, y la estructuración en hemigrabenes permo-triásicos asociados a la falla de Valle Fértil y Talampaya, los cuales fueron posteriormente invertidos positivamente durante la etapa compresiva cenozoica andina. Sin embargo, la región de los anticlinales Cerro Rajado - Cerro Bola presenta un estilo estructural mixto involucrando también deformación de piel fina. Sobre ese sector, la presencia de un nivel de despegue en las pelitas negras de la Formación Los Rastros (Triásico tardío), juega un importante rol en la estructuración de los anticlinales y estructuras imbricadas asociadas.

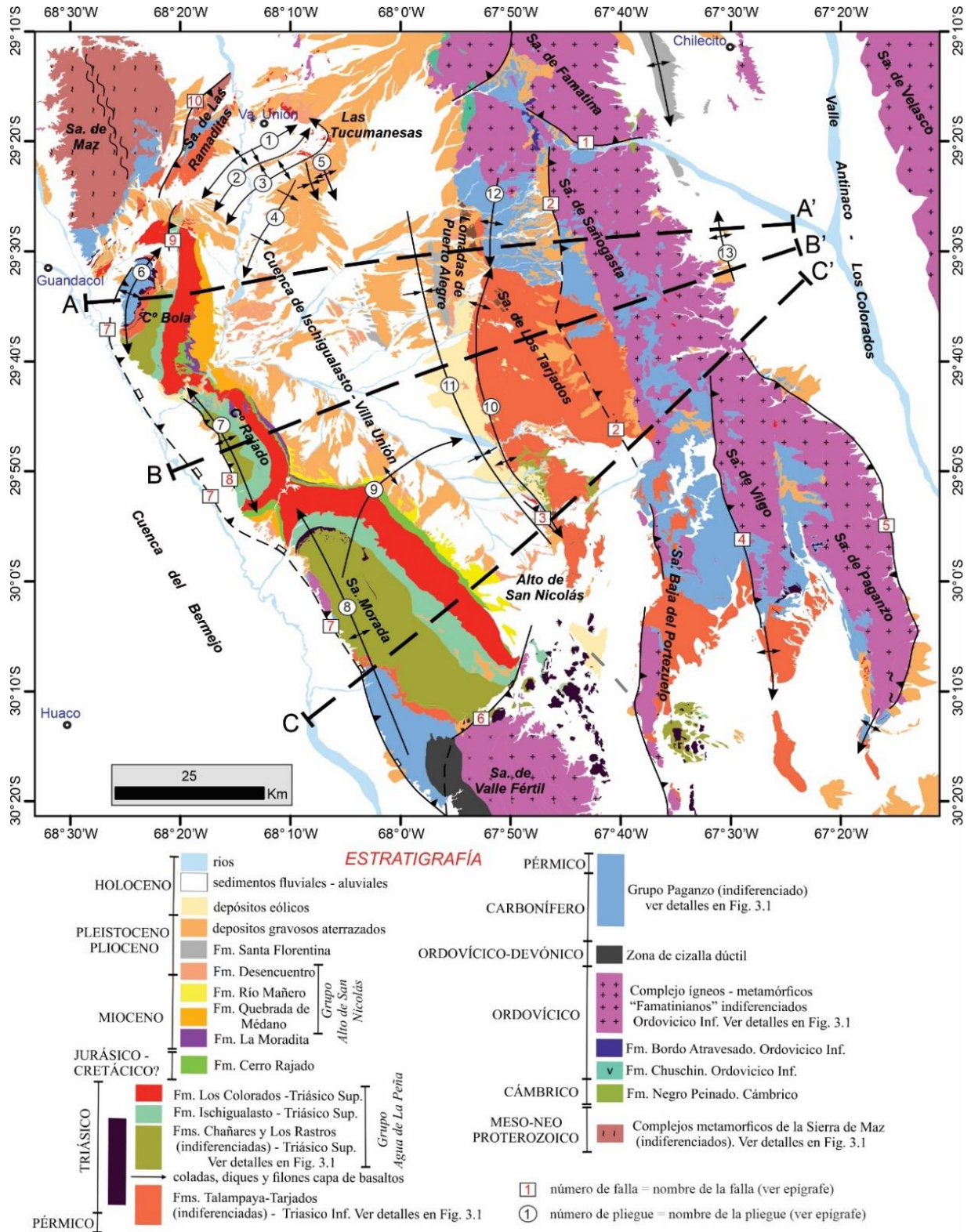


Fig. 6.58: Mapa geológico generalizado de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y del extremo austral del Sistema del Famatina. Véase detalles en Fig. 3.1 (Capítulo 3). Este mapa muestra la orientación de las transectas estructurales regionales presentadas en las figuras 6.59, 6.60 y 6.61. Principales estructuras: **FALLAS:** 1: Falla del Río Miranda; 2: Falla de Aicuña; 3: Falla Talampaya; 4: Falla El Carrizal; 5: Falla de la Sierra de Paganzo-Catinzaco; 6: Falla El Alto o Plateado; 7: Falla de Valle Fértil; 8: Falla Paso de Lamas; 9: Falla Cerro Las Lajas; 10: Falla Vallecito Oriental. **PLIEGUES:** 1: Anticlinal Anchumbil; 2: Sinclinal Los Palacios; 3: Anticlinal Las Maravillas; 4: monoclinal San Isidro; 5: Anticlinal Las Tucumanesas; 6: Anticlinal Cerro Bola; 7: Anticlinal Cerro Rajado; 8: Anticlinal Sierra Morada. 9: Anticlinal Esquina Colorada; 10: Anticlinal Sierra de Los Tarjados; 11: Sinclinal Pagancillo; 12: Anticlinal Potrero Alto; 13: Anticlinal Bordo de Vichigasta.

Regionalmente, las transectas estructurales muestran que las fallas principales que involucran el basamento presentan geometrías lítricas, con niveles de despegue situados en la corteza inferior, entre los 22-30 km de profundidad. En las diferentes transectas, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić “MOHO”, como así también los límites de la corteza superior e inferior fueron extraídos de los modelos litosféricos propuestos por Assumpção *et al.*, (2013) y Rodríguez Piceda *et al.*, (2020). De acuerdo a estos autores, y consistencia a lo propuesto por Ammirati *et al.*, (2018) y referencias allí citadas, la corteza inferior a intermedia posee una composición máfica, pudiendo estar parcialmente eclogitizada, debido a que las ondas S son pobremente conservadas al pasar por la base de la corteza en la zona de subducción subhorizontal pampeana.

La profundidad del nivel de despegue propuesto en las transectas es consistente con las propuestas regionales basadas en los análisis telesísmicos de la función del receptor para ondas sísmicas P (Gilbert *et al.*, 2006, Ammirati *et al.*, 2018 y referencias allí citadas), y análisis de mecanismos focales de terremotos (Alvarado y Ramos 2010; Ortiz *et al.*, 2015). Esta propuesta, sugiere, además, que la estructura profunda podría estar controlada reológicamente por un perfil de resistencia a la deformación caracterizado por corteza superior y un manto litosférico competente, interponiéndose entre esas dos zonas una corteza inferior débil. A este modelo comúnmente se lo describe con el nombre de “sándwich de gelatina” (*jelly sandwich*; Bürgmann y Dresen, 2008; y referencias allí citadas). De acuerdo a este modelo, las fallas inversas regionales podrían estar enraizadas en la zona de transición frágil-dúctil de la corteza, la cual usualmente constituye un nivel de despegue primordial para las estructuras de piel gruesa en numerosos cinturones orogénicos (e.g., Lacombe y Bellahsen, 2016).

Alternativamente, el modelo termomecánico desarrollado por Giambiagi *et al.*, (2022), a partir de una transecta continental a escala litosférica a los 30°S, muestra que la corteza en el área de estudio (Sierras Pampeanas Occidentales), presenta una resistencia elevada, comportándose reológicamente de manera elasto-plástica. Además, el modelo propuesto por estos autores, establece que en las Sierras Pampeanas Occidentales no hay capas de alta y baja resistencia en la corteza, que promuevan la generación de un nivel de despegue en una zona de baja resistencia friccional y comportamiento reológico dúctil. Esto implica que las fallas regionales podrían presentar niveles de despegues más profundos en la corteza inferior, precisamente en una zona dúctil de baja viscosidad (cf. Fig. 22 en Giambiagi *et al.*, 2022), o que quizás se encuentren enraizadas en el MOHO.

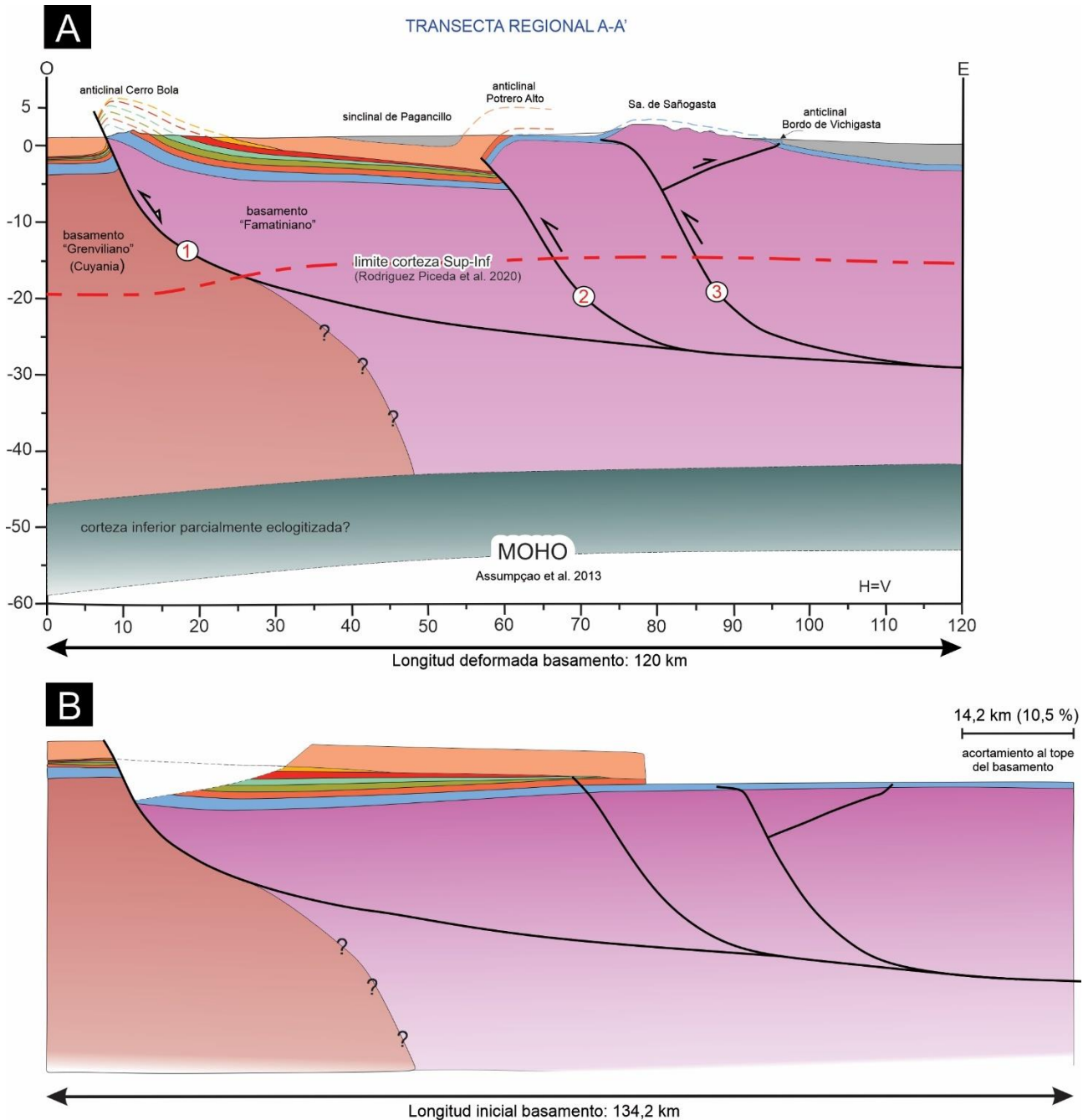


Fig. 6.59: A) Sección estructural balanceada A-A' transversal al Cerro Bola, al anticlinal Potrero Alto y a la Sierra de Sañogasta. B) Restitución de la sección estructural A-A' con un acortamiento tectónico de 14,2 km (10,5 %). FALLAS: 1) Valle Fértil; 2) Potrero Alto; 3) Aicuña. Los colores de las unidades geológicas respetan el ordenamiento cronolitoestratigráfico de la figura 6.58.

Teniendo en cuenta las incertezas antes mencionadas, se considera que la estructura profunda cortical es aún una temática pobremente estudiada o inexplorada en la región de estudio. Para ello se considera que la información extraída a partir de la sismicidad, como los mecanismos focales de terremotos, y un modelo promedio de velocidades locales obtenido por método de funciones receptoras, podría ayudar a conocer las principales discontinuidades de la corteza y el manto superior. Para tal fin, es necesario

analizar la disponibilidad de estaciones sismológicas, o planificar la instrumentación de una red local y temporaria de sismógrafos de banda ancha y corto periodo, que permita obtener y analizar la distribución de hipocentros, y la relación con las estructuras regionales (e.g., Ortiz *et al.*, 2015; Vicente *et al.*, 2022; Olivar *et al.*, 2023). Toda esa información, a su vez, podría ayudar a refinar los modelos cinemáticos (e.g., Groshong y Porter, 2019), o proponer nuevos modelos termomecánicos incorporando el efecto de las estructuras o anisotropías heredadas (e.g., Lafosse *et al.*, 2016; Barrionuevo *et al.*, 2021).

La restitución de la transecta regional A-A' (Fig. 6.59 A), solamente involucra las estructuras de piel gruesa asociadas al levantamiento del bloque de la Sierra de Sañogasta y al crecimiento de los anticlinales Cerro Bola y Potrero Alto. La magnitud del acortamiento tectónico total es de 14,2 km, lo cual representa un 10,5 % de su longitud inicial previa a la deformación (Fig. 6.59 B). La transecta regional B-B' (Fig. 6.60 A), conecta la Sierra de Sañogasta, y los anticlinales Cerro Rajado y Sierra de Los Tarjados. El acortamiento tectónico total para la transecta regional B-B' es de 9,8 km, el cual representa un 8,1 % de su longitud inicial previa a la deformación (Fig. 6.60 B). Se debe destacar que este valor calculado corresponde a la restitución de todas las estructuras de piel gruesa, pero si se analiza el acortamiento transmitido por la falla de piel fina "Paso de Lamas" en el anticlinal Cerro Rajado, el mismo es de ~7,8 km, representando un 12,1% de su longitud inicial (calculado a la base de la Formación Los Rastros). Por último, la restitución de la transecta regional C-C' (Fig. 6.61 A), indica un acortamiento de 18 km (18 %), que representa la deformación involucrada en el desarrollo del bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta, y los anticlinales Sierra Morada y Sierra de Los Tarjados (Fig. 6.61 B).

En términos generales, las variaciones en los valores de acortamiento cortical descritos se atribuyen a diferencias en la magnitud de la inversión tectónica de la falla de Valle Fértil, controlada por los factores discutidos en el apartado 6.3.5.3. Particularmente en la transecta B-B' (Fig. 6.60 A), es donde se registra el menor acortamiento tectónico, atribuido al elevado espesor de la cobertura sedimentaria, como así también al elevado ángulo de buzamiento de la falla de Valle Fértil. Estos factores inhibidores de la inversión tectónica, generan un menor acortamiento del basamento en el anticlinal Cerro Rajado, con respecto a los anticlinales Cerro Bola y Sierra Morada (cf. Figs. 6.26; 6.29 y 6.32).

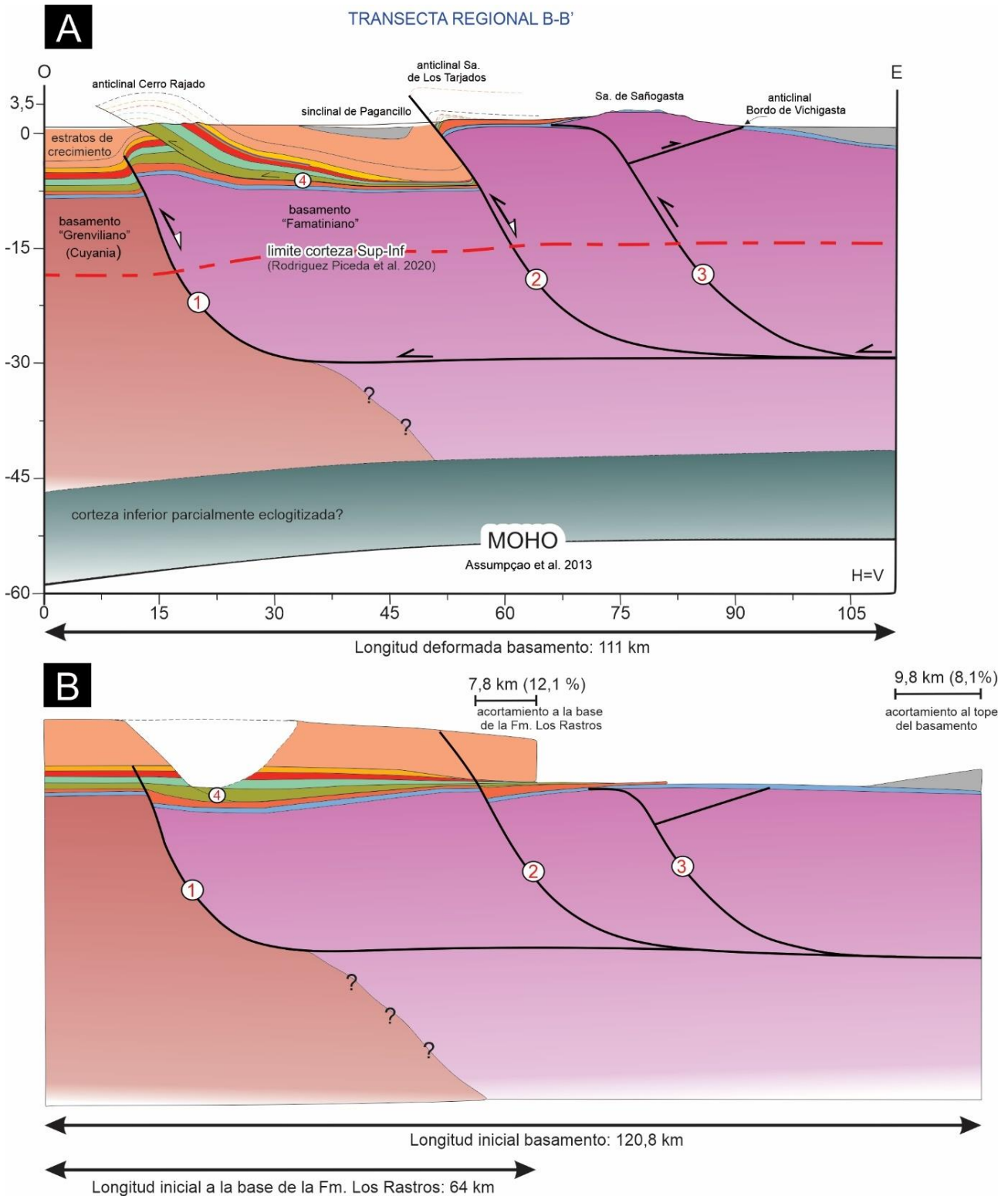


Fig. 6.60: A) Sección estructural balanceada B-B' transversal al Cerro Rajado, a la Sierra de Los Tarjados y a la Sierra de Sañogasta. B) Restitución de la sección estructural B-B' con un acortamiento tectónico de 9,8 km (8,1%) para el basamento, y 7,8 km (12,1%) para las unidades ubicadas por encima de la Formación Los Rastros. Este último acortamiento es transmitido por la falla Paso de Lamas en la estructura imbricada del anticlinal Cerro Rajado. FALLAS: 1) Valle Fértil; 2) Talampaya; 3) Aicuña; 4) Paso de Lamas. Los colores de las unidades geológicas respetan el ordenamiento cronolitoestratigráfico de la figura 6.58.

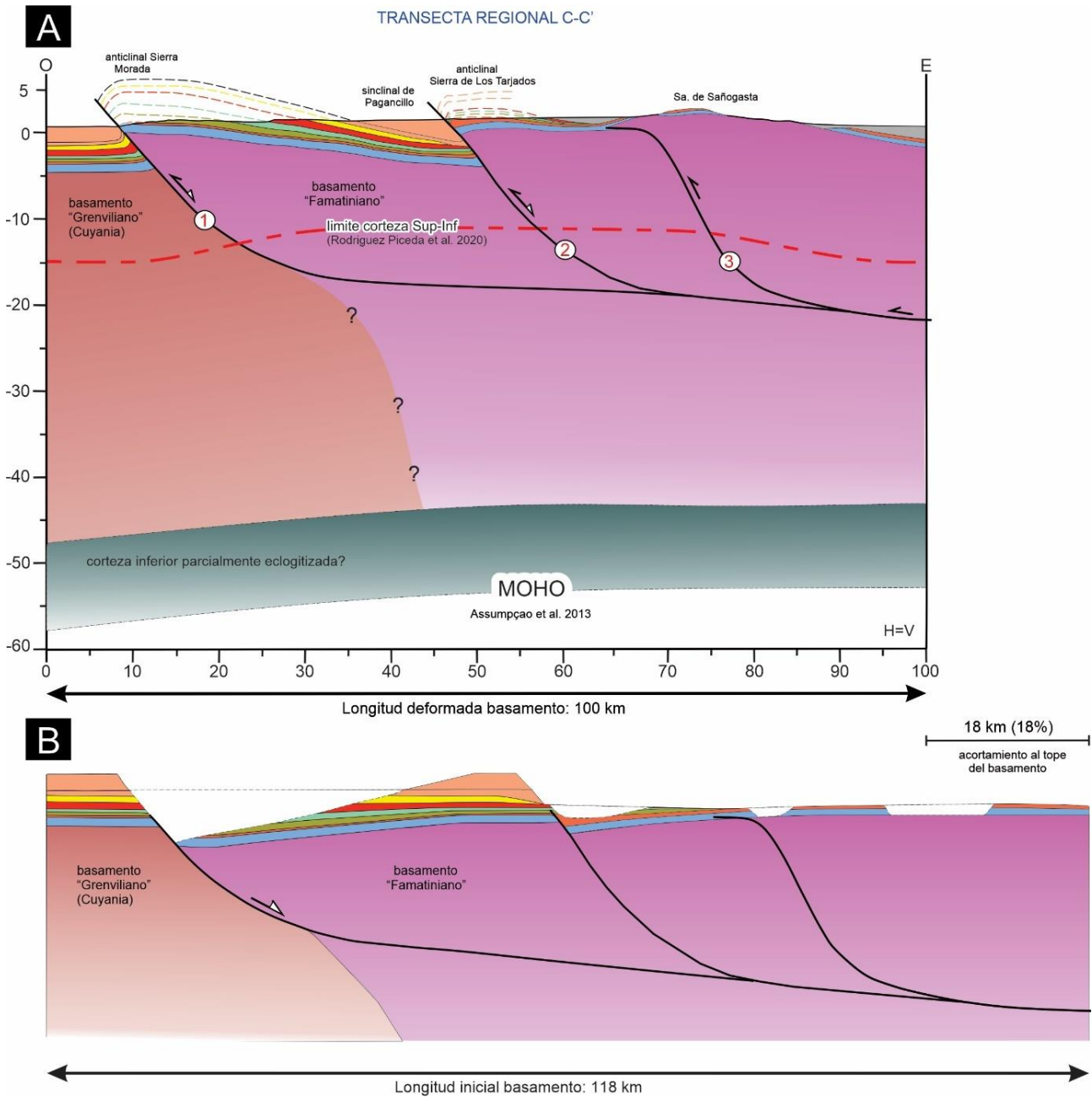


Fig. 6.61: A) Sección estructural balanceada C-C' transversal a la Sierra de Sañogasta, y a los anticlinales Sierra Morada y Sierra de Los Tarjados. B) Restitución de la sección estructural C-C' con un acortamiento tectónico de 18 km (18 %). FALLAS: 1) Valle Fértil; 2) Talampaya; 3) Aicuña. Los colores de las unidades geológicas respetan el ordenamiento cronolitoestratigráfico de la figura 6.58.

De acuerdo a los acortamientos calculados para las transectas A-A' y B-B', es posible plantear que los mismos difieren notablemente con las magnitudes de acortamiento tectónico determinadas por González Segura (1987). Este autor mediante dos transectas de extensión y orientación similar a las transectas A-A' y B-B', descartó la propuesta estructural ("estilo Pampeano") de González Bonorino (1950), caracterizada por fallas inversas de alto ángulo con geometrías lítricas, la cual es apoyada en esta tesis por medio de los modelos geométricos y cinemáticos. Al contrario, González Segura (1987), propuso

una estructuración compleja mediante corrimientos de piel gruesa y piel fina que generan un acortamiento del orden de los 70 km. En esta tesis, se considera que la propuesta de González Segura (1987) es inverosímil, ya que la misma se encuentra sustentada mediante dos transectas puramente esquemáticas, carente de información cartográfica, y de espesores sedimentarios precisos. Por último, el valor de acortamiento para la transecta C-C es consistente con la magnitud de la contracción determinada por Giambiagi *et al.*, (2022), para este sector de las Sierras Pampeanas Occidentales a la latitud 30°S.

Capítulo 7: Análisis de soterramiento, exhumación y levantamiento mediante termocronología de baja temperatura

7.1 Introducción

Los termocronómetros e indicadores de madurez termal sensibles a temperaturas entre los $\sim 35^{\circ}$ - 250° C son ampliamente utilizados para el estudio del soterramiento, exhumación y levantamiento de rocas, en diferentes tipos de orógenos (Gallagher, 2012, y referencias allí citadas). Estos incluyen el análisis de trazas de fisión en apatitas, la datación de apatitas y circones mediante el sistema (U-Th-Sm) /He, y el análisis de la reflectancia de la vitrinita. Los dos primeros métodos, son considerados como métodos termocronológicos de baja temperatura (Fig. 1.3), y brindan información de la historia termal de las rocas mediante el registro de los movimientos verticales dentro de la corteza terrestre a lo largo del tiempo geológico (Reiners *et al.*, 2017, y referencias allí citadas). Estos movimientos se verifican a partir de los procesos de soterramiento, levantamiento y exhumación, los cuales se traducen en el calentamiento y/o enfriamiento de las rocas al atravesar una determinada isoterma en los primeros 6-8 km de la corteza terrestre (Lisker *et al.*, 2009; Peyton y Carrapa, 2013, entre otros). Por lo contrario, el análisis de la reflectancia de la vitrinita (“VR” o “%Ro”), solamente brinda información de la máxima temperatura que alcanzó una roca, ya sea por soterramiento, el efecto térmico ejercido por un ascenso astenosférico, o por cuerpos intrusivos e hidrotermalismo (Allen y Allen, 2013, y referencias allí citadas).

En cuencas sedimentarias como la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y serranías aledañas, los métodos antes nombrados pueden resultar de gran utilidad cuando se utilizan en combinación (*e.g.*, Arne *et al.*, 1994). Esto es debido a que la apatita se encuentra tanto en el basamento como así también en todas las rocas sedimentarias de la cuenca, mientras que la vitrinita se encuentra en gran parte de los intervalos pelíticos carbonosos de las formaciones Guandacol, Tuminico, y Los Rastros (véase capítulo 3). Esto último, fue aprovechado recientemente por Ezpeleta *et al.*, (2022), para analizar la evolución tectónica-termal triásica-cenozoica de la cuenca teniendo en cuenta el importante comportamiento paralelo en términos de la sensibilidad en tiempo y temperatura de los métodos antes mencionados.

En este capítulo son analizados y reinterpretados datos de antecedentes termocronológicos de baja temperatura (Coughlin *et al.*, 1998; Coughlin, 2000; Fosdick *et al.*, 2015; Ortiz *et al.*, 2015,2021; Ezpeleta *et al.*, 2022, y Mackaman-Lofland *et al.*, 2022), con el objetivo de mejorar el entendimiento de la evolución tectónica-termal (triásica-

cenozoica) de la cuenca. Estos antecedentes, complementados con nuevos datos termocronológicos de esta tesis, e integrados con la información estructural y estratigráfica presentada en los capítulos anteriores, permiten cuantificar espacio-temporalmente y en su magnitud la naturaleza de los procesos tectónicos, como el soterramiento, levantamiento y exhumación de la cuenca y serranías aledañas.

7.2 Aspectos teóricos y metodologías

7.2.1 Trazas de fisión en apatitas (AFT)

La “termocronología de trazas de fisión” se basa en el principio físico de la desintegración (decaimiento) radiactiva de un isótopo mediante fisión espontánea natural del uranio 238 (^{238}U), que al decaer libera dos núcleos hijos y 220 Mev de energía. Estos dos núcleos cargados se alejan uno del otro en direcciones opuestas a 180° , generando un defecto lineal o traza (Wagner y van den Haute 1992). Cada evento de fisión genera una única traza. Las trazas de fisión se producen dentro de un mineral naturalmente y a una velocidad relativamente constante a través del tiempo geológico, siempre que existan átomos de ^{238}U dentro de la estructura mineral. Debido a esto, el número de trazas de fisión que ocurren dentro de un mineral depende en principio de la magnitud del intervalo de tiempo y del contenido de uranio del grano, bajo determinadas condiciones de tiempo y temperatura. La termocronología de trazas de fisión se aplica en Apatitas (“AFT”, *Apatite Fission Track*) y en Circones (“ZFT”, *Zircon Fission Track*), principalmente, aunque puede ser aplicada en otros minerales (carbonatos, titanita, etc.).

Es importante entender que las edades termocronológicas, normalmente no reflejan la edad de la formación de minerales/rocas, sino que indican en qué tiempo las apatitas y circones se enfriaron por debajo de cierta temperatura, llamada *temperatura de cierre* “ T_c ” (Fig. 7.1 A), y permanecieron a un determinado rango de temperatura. Las trazas de fisión son metaestables en relación al tiempo y temperatura, y cada especie mineral considerada (apatita o circón) posee una temperatura de reseteo total (Fig. 7.1 A) o “*total annealing*” (cicatrizado), por encima de la cual todas las trazas presentes en el mineral desaparecen (el mineral se reestructura, Ketcham *et al.*, 1999). Cabe destacar que, tanto para apatitas como para circones, existe además una zona de reseteo parcial (Fig. 7.1 A) o “*partial annealing zone*” (PAZ, por sus siglas en inglés; Gleadow y Fitzgerald, 1987), es decir, una temperatura por encima de la cual comienzan a acortarse las trazas hasta desaparecer. En el caso particular de las apatitas, la zona de reseteo parcial de las trazas abarca el intervalo

de temperatura de 60-110/120° C (Fig. 7.1 A) por un lapso de tiempo de 10 Ma, dependiendo de la composición química de las apatitas (Green *et al.*, 1986; Carlson *et al.*, 1999; Ketcham *et al.*, 1999, 2007), y de las características del revelado de la apatita (Donelick, 1993, Donelick *et al.*, 2005 y referencias allí citadas). Mientras que las apatitas ricas en flúor resetean totalmente entre 90-110°C/10 Ma, las apatitas con cloro predominante poseen temperaturas de cierre más elevadas entre 110-150°C/10 Ma. Del mismo modo las trazas que son paralelas al eje c se cierran más lentamente que aquellas que son perpendiculares al mismo (Donelick *et al.*, 1999; Green 1981, 1988; Laslett *et al.*, 1984).

Los datos respecto a la historia termal de las apatitas y circones se establecen a partir de la determinación de la densidad de trazas espontáneas e inducidas en una superficie dada y la distribución de largo de trazas (Wagner y van den Haute 1992; Lisker *et al.*, 2009). El análisis de estos datos permite hacer una reconstrucción de la historia térmica del material, a través de la cual se puede cuantificar la tasa de elevación/erosión de las rocas y así calcular la tasa de movimiento de una superficie y también determinar si una determinada litología sufrió una temperatura mayor o menor al rango de la zona de reseteo parcial. Para el caso de las apatitas, el rango de temperaturas coincide parcialmente con los valores de la ventana térmica de maduración de hidrocarburos.

Una reciente y completa revisión de la termocronología de baja temperatura mediante trazas de fisión en apatitas es dada por Fitzgerald y Malusà (2019); y referencias allí citadas.

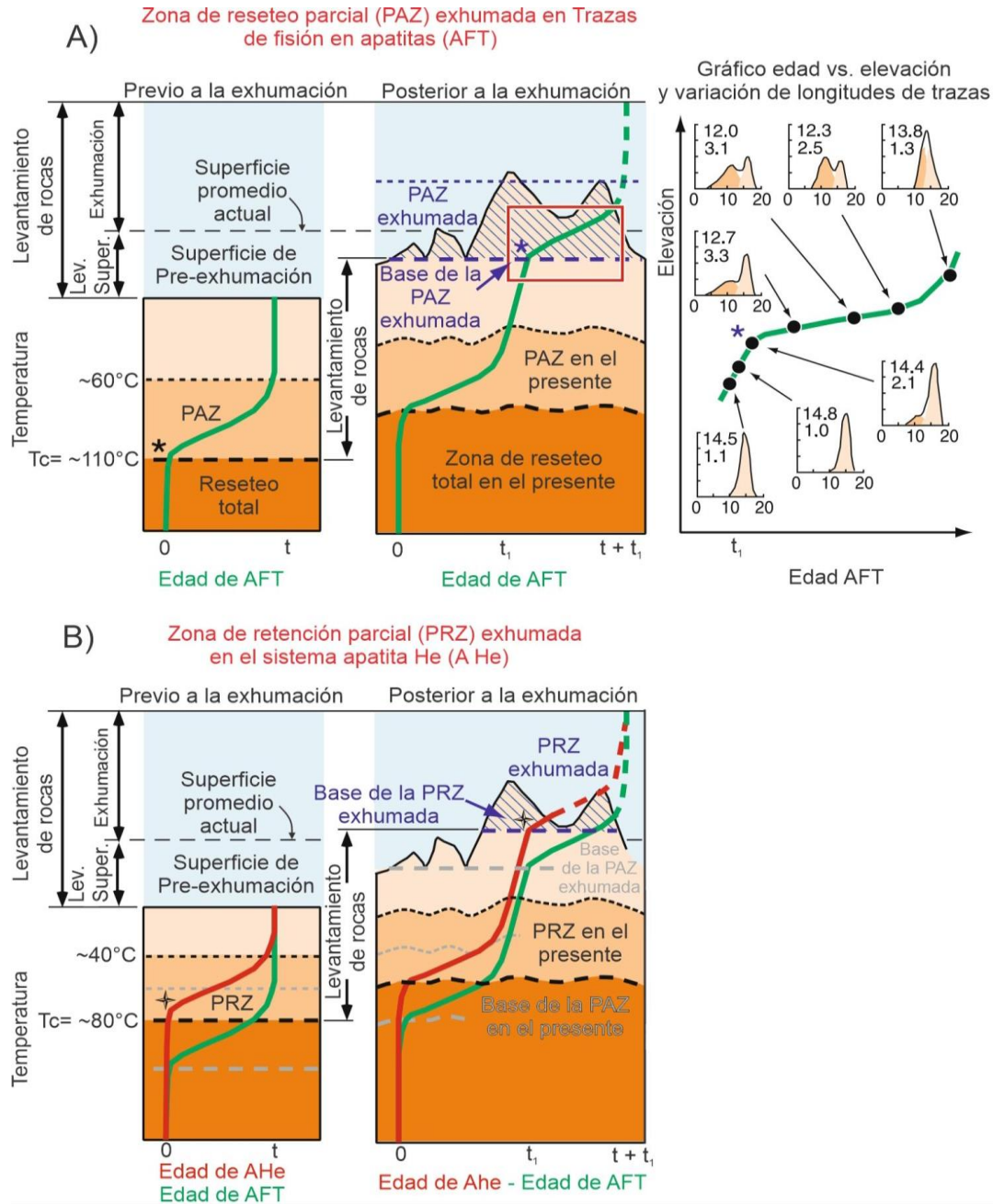


Fig. 7.1: A) Concepto de la AFT PAZ exhumada y la relación entre levantamiento de rocas, exhumación y levantamiento de superficie. El panel de la izquierda muestra la forma característica de la AFT PAZ formada a lo largo del periodo de tiempo "t" durante una etapa de relativa estabilidad térmica y tectónica. Continuando con un período de levantamiento de rocas, seguido de exhumación y relajación de las isothermas (panel del medio), una PAZ exhumada puede revelarse en el gráfico de elevación vs. edad AFT (panel de la derecha). En el panel de la derecha, el asterisco que marca el quiebre de la pendiente en la curva verde del gráfico de elevación vs. edad AFT, indica la base del PAZ exhumada, y generalmente indica la edad de inicio del levantamiento de rocas, ya que este punto tiene que enfriarse a través de la PAZ. Hay que tener en cuenta que las isothermas modeladas imitan la superficie topográfica. El gráfico de elevación vs. edad AFT, muestra además la variación de la longitud de las trazas confinadas y su distribución en varios niveles topográficos a lo largo del perfil. Las distribuciones de la longitud de las trazas confinadas por debajo del quiebre de la pendiente en la curva verde contienen sólo trazas largas formadas durante un enfriamiento rápido y con poco tiempo de residencia dentro de la PAZ. Por el contrario, las distribuciones de la longitud de las trazas por encima del quiebre de la pendiente tienen longitudes más cortas y un desvío estándar más grande, ya que contienen dos componentes de longitudes de trazas: una componente pre exhumación (acortado debido al cicatrizado mientras residieron dentro de la PAZ), y un componente de trazas largas que son posteriores al inicio de la exhumación rápida y no se ha acortado debido al cicatrizado. **B)** El concepto la PAZ exhumada también puede ser aplicado a una AHe PRZ exhumada (marcada con una cruz). Extraído y modificado de Malusà y Fitzgerald (2019).

7.2.2 Termocronología en el sistema (U-Th-Sm) / He en apatitas y circones

Esta técnica se basa en la producción y acumulación de isótopos de ^4He (partículas α) que resultan del decaimiento radioactivo tipo alpha (α) de los isótopos ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{147}Sm , (ver Ehlers y Farley, 2003; Farley, 2002; Reiners, 2005; Harrison y Zeitler, 2005). Dada la poca contribución del ^{147}Sm a la producción de partículas α se emplea la siguiente ecuación para el cálculo de edad (Farley, 2002):

$$^4\text{He} = 8 \text{ }^{238}\text{U} (e^{\lambda^{238}t} - 1) + 7 \left(\frac{^{238}\text{U}}{137,88} \right) (e^{\lambda^{235}t} - 1) + 6 \text{ }^{232}\text{Th} (e^{\lambda^{232}t} - 1)$$

Para estimar la edad de enfriamiento de un cristal primero debe medirse la concentración de ^4He mediante desgasificación y luego midiendo las concentraciones de isótopos padre U-Th-Sm mediante disolución isotópica. Dado que el ^4He es un gas noble, su concentración en el sistema cristalino debe abordarse como un problema de difusión de masa y calor asumiendo el cristal como el espacio de difusión (Farley, 2002; Reiners y Brandon, 2006), en el que se deben evaluar la pérdida o incorporación de ^4He por efectos de eyección y/o radiación respectivamente (Farley, 2000; 2002), efectos de tamaño y forma (Farley *et al.*, 1996; Ehlers y Farley 2003), efectos por inclusiones, intercrecimientos o ‘*bad neighbors*’ (Gautheron *et al.*, 2012), efectos por fragmentación y/o deformación del cristal (Brown *et al.*, 2013), y efectos por zonación (Hourigan *et al.*, 2005; Farley *et al.*, 2011; Ault y Flowers, 2012). Esto permite corregir y disminuir así la incertidumbre de las edades calculadas mediante la aplicación de un factor de corrección conocido como corrección por eyección alfa o Ft (Farley, 2002). Por esta razón la selección de cristales idóneos, es decir, granos de buen tamaño promedio (ancho de prisma $> 70 \mu\text{m}$ y relación largo/ancho cercana a 0.8), transparentes, sin fracturas ni defectos cristalinos, sin inclusiones, etc; limita la aplicación de la técnica, especialmente donde la litología es relativamente pobre en cristales de circón y apatito en cantidad y calidad.

Las dataciones **(U-Th) /He en circón (ZHe)** proveen información termal de la corteza entre 130-180 °C, mientras que su aplicación en cristales de **apatita (AHe)** tiene una importante particularidad dada su temperatura de cierre cercana a 70-80°C (Fig. 7.1 B) (Ehlers y Farley, 2003). El ^4He es completamente expelido de la apatita a temperaturas por encima de los ~ 80 °C, y es casi totalmente retenido por debajo de los ~ 40 °C en la Zona de Retención Parcial (“PRZ”, por sus siglas en inglés; Fig.7.1B). Así, las edades de apatita He, potencialmente proveen constreñimientos termocronológicos de menor temperatura que las trazas de fisión en apatitas, convirtiéndolas en una invaluable herramienta para establecer

relaciones entre la historia termal de la corteza superior y los procesos exógenos que modelan la superficie terrestre entre 1-3 km de profundidad (e.g., Stockli *et al.*, 2000).

Una reciente y completa revisión de la termocronología de baja temperatura del sistema (U-Th)/He en apatitas y circones es dada por Reiners *et al.*, (2017), y referencias allí citadas.

7.2.3 Reflectancia de la Vitrinita

Los macerales (como la vitrinita) son componentes principales del carbón o materia orgánica en rocas sedimentarias de origen lacustre y marino (Suarez-Ruiz *et al.*, 2012). La reflectancia de vitrinita (R_o) es un parámetro óptico, que corresponde al porcentaje de luz incidente reflejada desde la superficie de la vitrinita bajo el microscopio (Tissot y Welte, 1984). Los macerales aumentan su reflectancia con el aumento de las temperaturas (Burnham y Sweeney, 1989), y, por lo tanto, la reflectancia de vitrinita (R_o) es una medición ampliamente utilizada para determinar la madurez de materia orgánica en relación con el calentamiento, comúnmente asociado al soterramiento (e.g., Green *et al.*, 2002). Así, los análisis de la reflectancia de vitrinita pueden proporcionar las paleotemperaturas máximas alcanzadas por las rocas sedimentarias durante el soterramiento.

Los valores de la reflectancia de vitrinita (R_o) en la materia orgánica suelen ser poco confiables a bajos niveles de madurez termal (R_o inferior a 0,7 o 0,8 %). A temperaturas elevadas, equivalentes a profundidades mayores a 4 km, la vitrinita se convierte progresivamente en anisotrópica, provocando que las mediciones en el microscopio sean problemáticas. Sin embargo, mediante un análisis cuidadoso de los datos mediante procedimientos estandarizados (Bustin *et al.*, 1990), los valores de R_o , constituyen un buen indicador de las temperaturas de soterramiento dentro de un rango de profundidades de ~1 a 4 km (e.g., Mora *et al.*, 2008; Siravo *et al.*, 2018).

Los valores de R_o pueden ser convertido a estimaciones de paleotemperatura utilizando un modelo cinético adecuado (por ejemplo, Barker y Pawlewicz, 1994, ecuación 7.1):

$$\mathbf{T\text{-soterramiento máximo (Tmax)} = [\ln (R_o) + 1.68] / 0.0124} \quad (\text{ecuación 7.1})$$

Así, y considerando el carácter termal no reversible de la reflectancia de vitrinita con el enfriamiento, y su aumento (% R_o) en profundidad (Waples 1980; Cope, 1986), consecuentemente la reflectancia de vitrinita puede ser usada para estimar y refinar la

posición de una determinada geoterma; por ejemplo, las temperaturas de cierre de los sistemas termocronológicos antes mencionados (Fig. 7.1 A-B).

7.2.4 Cuantificación del levantamiento y exhumación: Revisión de conceptos

Si un marco de referencia de elevaciones absolutas y de espesores sedimentarios es conocido, las edades de enfriamiento AFT, AHe, o de otro sistema termocronológico, pueden ser usadas para estimar la magnitud de levantamiento y exhumación (England y Molnar, 1990; Fig. 7.2).

Es importante establecer qué variables deben medirse para evaluar el levantamiento orogénico, y diferenciarlo de otros tipos de levantamiento que no tienen una génesis estrictamente tectónica (Fitzgerald y Malusà, 2019; y referencias allí citadas). Por lo tanto, cuando se interpretan datos termocronológicos, es importante definir los siguientes conceptos:

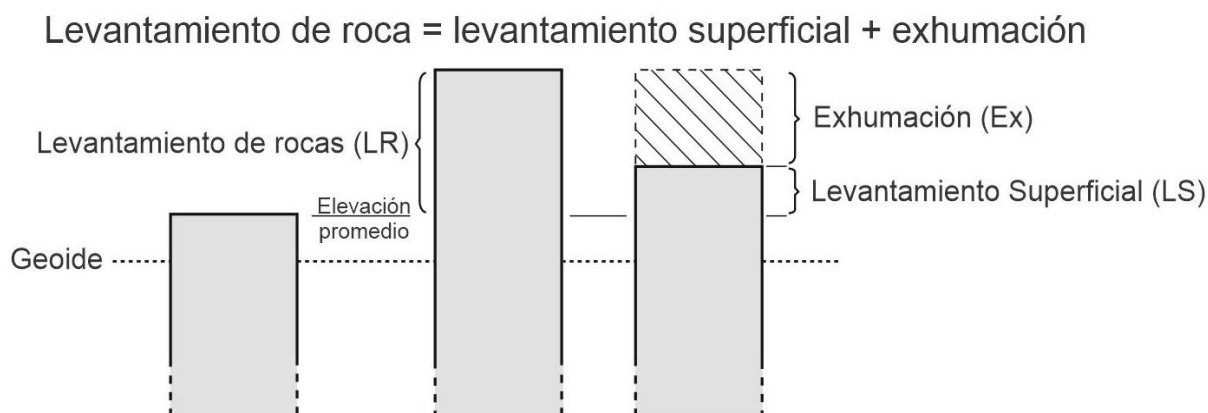


Fig. 7.2: Extraído y modificado de England y Molnar (1990). El levantamiento de rocas es igual a la cantidad de exhumación más la cantidad de levantamiento de la superficie.

1. Exhumación es el movimiento o la historia de destechado de una columna de roca hacia la superficie terrestre (England y Molnar 1990). La altura absoluta en la cual la exhumación tiene lugar no es tenida en cuenta. Por lo tanto, la tasa de exhumación es simplemente la tasa de erosión o la tasa de remoción de material por encima de una roca, provocada por los procesos climáticos y/o tectónicos (Fig. 7.2). A menudo, algunos autores como Ring *et al.*, (1999), y Gallagher (2012), utilizan el término denudación como sinónimo de exhumación, introduciendo la distinción de si la remoción de material se asocia a erosión (exhumación/denudación erosional) o a extensión (denudación tectónica), (Fig.7.3).

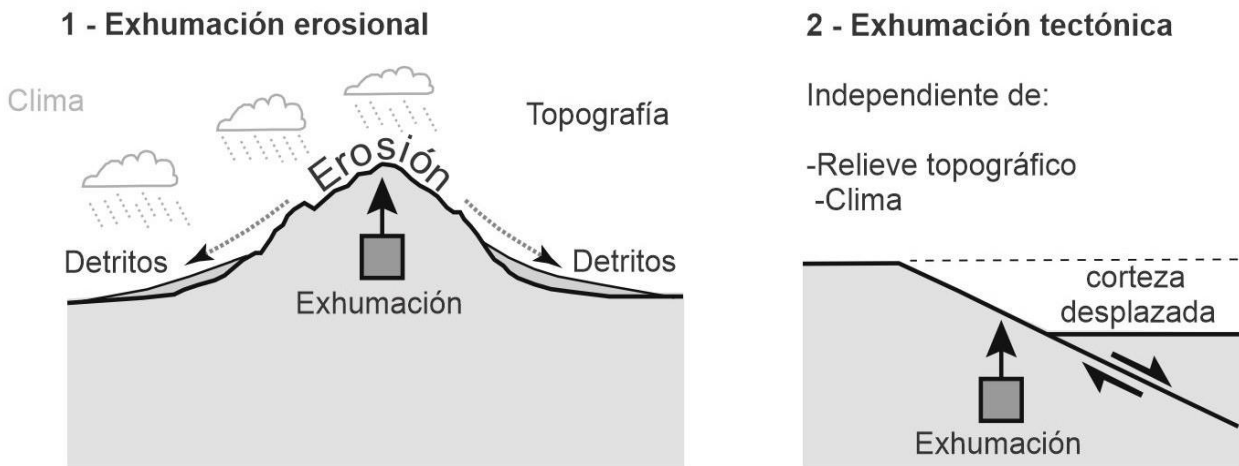


Fig.7.3: Extraído y modificado de Malusà y Fitzgerald (2019). Mecanismos alternativos de la historia de destechado de una roca durante exhumación; exhumación tectónica es independiente del relieve topográfico y el clima, y no necesariamente requiere la producción de detritos.

La determinación de la exhumación depende de nuestra habilidad de evaluar la relación entre el marco de referencia termal de la columna de roca (isotermas), con respecto a la superficie terrestre (Brown, 1991). En el caso más sencillo, la exhumación puede ser obtenida mediante un enfoque basado en la temperatura de cierre “Tc” (e.g., Wagner *et al.*, 1977), (Fig.7.1 A-B). Esto implica asumir que las muestras de rocas se han enfriado durante su movimiento hacia la superficie terrestre a través de una superficie isothermal en equilibrio correspondiente al sistema termocronológico elegido (e.g., 110 ± 10 °C para trazas de fisión en apatitas). Si la profundidad (“z”) de la superficie isothermal “Tc” (temperatura de cierre) es conocida (a menudo asumiendo, o determinando un paleogradiante geotérmico “dT/dz”, (ecuación 7.2):

$$z = T_c / (dT/dz) \quad (\text{ecuación 7.2})$$

Así, una tasa de exhumación promedio “e” de una roca puede ser calculada a partir de la edad del evento de enfriamiento “a”, desde la profundidad (“z”) de la superficie isothermal “Tc” hasta su exposición final en la superficie terrestre (ecuación 7.3):

$$e = z / a \quad (\text{ecuación 7.3})$$

El paleogradiante geotérmico es usualmente desconocido, sin embargo, una práctica común es asumir un gradiente “normal y constante” para calcular tasas de exhumación (e.g., 30 °C/km; Mancktelow y Grasemann 1997). Los paleogradientes geotérmicos

asumidos en la literatura para cálculos de tasa de exhumación suelen variar entre 15° a 35 °C/km (Spear 1993). Este rango de gradientes puede ser razonablemente en zonas orogénicas continentales sin la influencia de sistemas de *rift* (Chapman 1986), y es consistente por ejemplo con el gradiente geotérmico de entre ~18 a 35 °C/km, determinado para Mioceno-Plioceno en las Sierras Pampeanas (Collo *et al.*, 2011; Stevens Goddard y Carrapa, 2018). Así, la tasa de exhumación resultante es directamente dependiente de esta suposición. Por lo tanto, la confiabilidad de las interpretaciones termocronológicas puede ser en gran medida mejorada si se incorporan constreñimientos independientes proporcionados por el registro geológico. En este sentido, reconstrucciones estructurales con espesores sedimentarios precisos, y la utilización de indicadores térmicos como la reflectancia de la vitrinita “Ro”, pueden reducir la ambigüedad de las estimaciones, permitiendo refinar la posición de la isoterma “Tc” (*e.g.*, Mora *et al.*, 2008). Por ejemplo, en el caso particular de las trazas de fisión en apatitas con un contenido normal de cloro, el reseteo total (temperatura de cierre; Fig. 7.1 A), suele corresponderse a un valor de reflectancia de vitrinita de 0,7%, que corresponde a un valor de temperatura de 110-120° C (Allen y Allen, 2013).

Otros métodos, ampliamente utilizados para comprender y determinar la magnitud y las tasas de exhumación, son las **relaciones edad-elevación/profundidad**, y el **modelado tiempo-temperatura** (Fitzgerald y Malusà, 2019; y referencias allí citadas). El método de las relaciones edad-elevación/profundidad utiliza la correlación entre las edades de enfriamiento de muestras ubicadas a una determinada elevación o profundidad. Esto permite obtener una tasa de exhumación aparente, sin la necesidad de utilizar un paleo gradiente geotérmico. El modelado térmico consiste en utilizar el lapso de tiempo de enfriamiento y el rango de temperaturas correspondiente para dicho enfriamiento. Esto permite calcular las tasas de exhumación de diferentes etapas de enfriamiento a lo largo de una historia térmica. Ambos métodos son descritos con más detalle en los apartados 7.2.5 y 7.2.6.

2. Levantamiento superficial (*surface uplift*), es definido como el desplazamiento relativo de la superficie terrestre con respecto al geoide o una litosfera de referencia no deformada (Fig. 7.2). Es una medición de la evolución de la topografía a través del tiempo (England y Molnar, 1990; Summerfield y Brown, 1998). Para determinar el levantamiento superficial se requiere la medición o estimación del cambio de elevaciones de todos los puntos sobre un área finita, como por ejemplo en paleosuperficies o superficies de erosión (*e.g.*, Schoenbohm *et al.*, 2004; Walcek y Hoke 2012). La obtención de la magnitud del

levantamiento superficial puede ser aproximada mediante la distribución de la elevación promedio sobre un área (Fitzgerald y Malusà, 2019; y referencias allí citadas). También puede ser obtenida mediante la reconstrucción de perfiles longitudinales de ríos que formaron parte de las paleosuperficies, a través de la proyección de los perfiles con respecto al nivel de base actual, debido a que el levantamiento superficial simula la caída de nivel de base (e.g., Walcek y Hoke 2012).

3. Levantamiento de las rocas (rock uplift), es definido como el movimiento relativo de una columna de roca (en dirección opuesta al vector gravedad) con respecto a un datum de referencia como el geode (England y Molnar, 1990). De acuerdo a la figura 7.2, el levantamiento de rocas es igual a la cantidad de exhumación más la cantidad de levantamiento superficial, y puede darse según tres casos (Fig. 7.4). El primer caso (1), puede darse sin que se produzca levantamiento superficial en casos de exhumación extrema (levantamiento de rocas=exhumación). El segundo caso (2), puede darse con levantamiento superficial > 0 en casos de levantamiento de rocas $>$ exhumación. Por último, el tercer caso (3), puede darse con un levantamiento superficial neto en casos de exhumación nula (levantamiento superficial=levantamiento de rocas).

Dependiendo de la escala temporal, el levantamiento de las rocas puede ser obtenido mediante métodos geodésicos, dataciones de terrazas marinas y fluviales, isótopos estables, y análisis de perfiles longitudinales de ríos, entre otros métodos (Burbank y Anderson, 2012). Sin embargo, estos métodos se encuentran limitados a periodos de tiempo relativamente recientes, y la extrapolación hacia atrás, es decir hacia periodos significativos en el tiempo geológico (millones de años), es a menudo problemática.

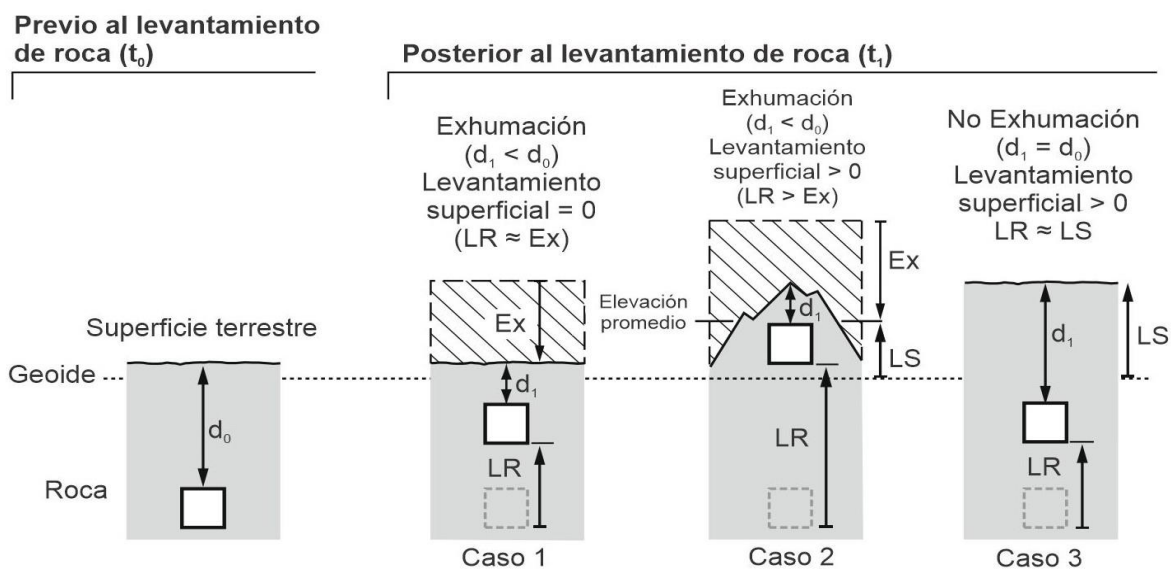


Fig.7.4: Extraído y modificado de Malusà y Fitzgerald (2019). Posibles relaciones entre exhumación y levantamiento superficial durante el levantamiento de rocas.

En este sentido, la termocronología de trazas de fisión en apatitas, y los sistemas AHe en apatitas y ZHe en circones, puede ser utilizada para cuantificar de manera indirecta el levantamiento de rocas mediante la reconstrucción de la zona de reseteo parcial fósil (“PAZ” en AFT), o las zonas de retención parcial fósiles (“PRZ” en AHe y ZHe), en una etapa previa a la exhumación (Figs. 7.1 A-B). Esto implica, utilizar la base de las zonas de reseteo y retención parcial como un marcador estructural, de tal manera que el desplazamiento entre las bases de las zonas fósiles pre-exhumadas, y las zonas exhumadas en superficie, nos permita cuantificar el levantamiento de las rocas (e.g., Fitzgerald *et al.*, 1995).

7.2.5 Relación edad termocronológica vs. elevación o profundidad

La relación edad termocronológica vs. elevación/profundidad provee una estimación de las tasas de exhumación aparente sin requerir información de la estructura termal de la corteza (Wagner y Reimer, 1972; Wagner *et al.*, 1977). Este método se basa en los quiebres de pendientes en la curva que relaciona la edad termocronológica vs. elevación o profundidad (Fig.7.5), permitiendo identificar cambios en la tasa de exhumación a través del tiempo (Fitzgerald y Malusà, 2019; y referencias allí citadas). Sin embargo, el método no tiene en cuenta la posible variabilidad cinética entre diferentes muestras de AHe, ZHe, y AFT, asumiendo además perfiles verticales cuasi-verticales (Stüwe *et al.*, 1994).

Durante un periodo termo-tectónico relativamente estable, un típico perfil de edades AFT y AHe es formado en la corteza, con las edades AFT y AHe decreciendo con la profundidad (Figs. 7.1 A-B, respectivamente). Un subsecuente evento de enfriamiento/exhumación rápido puede exhumar este perfil dejando expuestas la zona de cicatrización parcial (PAZ) “fósil o exhumada” en el sistema AFT (Fig. 7.1 A), o la zona de retención parcial (PRZ) en el sistema AHe (Fig. 7.1 B). En ambos escenarios los perfiles PAZ y PRZ, están limitados por un distintivo par de quiebres de pendientes (Fig. 7.5), que marcan los límites superiores e inferiores de las PAZ y PRZ exhumadas (i.e. las paleo isothermas de $\sim 110^{\circ}\text{C}$ y $\sim 60^{\circ}\text{C}$, y $\sim 80^{\circ}\text{C}$ y $\sim 40^{\circ}\text{C}$, respectivamente, Fig.7.1 A-B).

En la figura 7.5, el quiebre de pendiente inferior convexo hacia arriba, representa aproximadamente el comienzo del último evento rápido de exhumación/enfriamiento que exhumió y expuso en superficie los perfiles. Por debajo de dicho quiebre de pendiente, la parte inferior del perfil (segmento rojo; Fig. 7.5), presenta una elevada pendiente, representando un enfriamiento rápido de las muestras. En el caso de un perfil con edades de trazas de fisión en apatitas, las muestras ubicadas sobre el segmento rojo del perfil, suelen presentar distribuciones unimodales de largos de trazas confinadas (baja desviación

estándar) con una longitud promedio mayor a 14 μm (Fig. 7.1 A). Esto se debe a que la mayoría de las trazas fueron formadas durante el último evento de exhumación rápida (e.g., Green *et al.*, 1989). En el caso de edades AHe, como así también en edades ZHe de muestras sobre el segmento rojo del perfil, el enfriamiento rápido de las muestras a través de la zona de retención parcial (PRZ), genera que el efecto por la pérdida difusional de He sea muy bajo, provocando una buena reproducibilidad de edades en las diferentes alícuotas de una muestra (Ehlers y Farley, 2003; Reiners, 2007).



Fig.7.5: Extraído y modificado de Malusà y Fitzgerald (2019). Resumen de los atributos e información disponible en una PAZ y/o PRZ exhumada.

Por encima del quiebre de pendiente convexo hacia arriba, la parte intermedia del perfil edad - elevación/profundidad (segmento azul; Fig. 7.5), las edades termocronológicas son comúnmente denominadas como edades parcialmente reseteadas. Sobre dicho segmento, las muestras de trazas de fisión en apatitas residieron por un periodo de tiempo considerable en la PAZ, en condiciones de enfriamiento continuo lento o durante condiciones de recalentamiento debido a soterramiento. De esa manera, las muestras de este segmento van a contener muchas trazas confinadas acortadas y parcialmente cicatrizadas, como así también, trazas confinadas largas formadas en el inicio del evento

de exhumación/enfriamiento rápido (*e.g.*, Green *et al.*, 1989). Esto último resulta en una distribución bimodal de trazas confinadas (elevada desviación estándar), con una longitud promedio inferior a 14 μm (Fig. 7.1A). Para las muestras con edades AHe y ZHe, el enfriamiento lento a través de sus respectivas zonas de retención parcial (PRZ), puede amplificar el efecto por la pérdida difusional de He entre las diferentes alícuotas, provocando así una baja reproducibilidad de edades dentro de una muestra (Ehlers y Farley, 2003; Reiners, 2007).

Por último, en el perfil edad - elevación/profundidad es posible distinguir un segmento superior (segmento verde, Fig. 7.5), el cual se encuentra por encima del quiebre de pendiente cóncavo hacia arriba, asociado al techo de la zona de reseteo parcial (PAZ) en AFT, a una temperatura de ~ 60 °C, o al techo de la zona de retención parcial (PRZ) en el sistema AHe, a una temperatura de ~ 40 °C (Figs. 7.1 A-B, respectivamente). Sobre dicho quiebre de pendiente, las edades termocronológicas representan un periodo antiguo de enfriamiento/exhumación rápido, anterior al desarrollo de la PAZ en AFT, o la PRZ en AHe y ZHe, y por lo tanto el segmento posee también una pendiente pronunciada (*e.g.*, Stockli *et al.*, 2000).

7.2.6 Modelado tiempo-temperatura

Los perfiles verticales que muestran la relación edad termocronológica vs. elevación o profundidad de uno o varios sistemas termocronológicos, son dependientes de la magnitud del relieve topográfico exhumado (*e.g.*, Fitzgerald *et al.*, 1995; Stockli *et al.*, 2000; Lossada *et al.*, 2017). Por lo tanto, la probabilidad de capturar la PAZ o la PRZ fósil exhumada (Fig. 7.1), va a depender de la estrategia de muestreo, es decir que las probabilidades van a ser altas si las muestras fueron recolectadas sobre el máximo relieve posible (Fitzgerald y Malusà, 2019; y referencias allí citadas). Sin embargo, como se describió en el apartado anterior, los perfiles verticales usualmente no suelen registrar todos los pulsos de exhumación/enfriamientos rápidos (*i.e.* “quiebres de pendientes”), debido a la dependencia temporal que presentan la PAZ y la PRZ para formarse a lo largo de un periodo de relativa estabilidad tectónica-termal.

Frente a estas problemáticas, estudios recientes (*e.g.*, Guenther *et al.*, 2014; Lossada *et al.*, 2017, 2020; Murray *et al.*, 2022), han demostrado que el modelado tiempo-temperatura de las trayectorias de enfriamiento y/o calentamiento a lo largo del tiempo geológico puede ayudar a reconstruir etapas de soterramiento y exhumación no observadas en los perfiles verticales. Esto es factible mediante la utilización del **modelado directo e**

inverso termal, los cuales incorporan los datos de la reflectancia de la vitrinita, conteo de trazas fisión confinadas, y la edad media o de alícuotas individuales de AHe y ZHe, además de los parámetros específicos de cada método, como ser el ancho medio de los circones o apatitas, los modelos de cicatrizado y difusión utilizados para cada sistema. Este tipo de modelado, permite identificar los pulsos de enfriamiento asociados frecuentemente con el enfriamiento de los orógenos, bien sea por tectónica, incrementos en la tasa de erosión-denudación, o por la interacción entre fenómenos climáticos y tectónicos (Fitzgerald y Malusà, 2019; Murray *et al.*, 2022, y referencias allí citadas). También, el modelado permite identificar etapas de calentamiento que se relacionan generalmente con el soterramiento vinculado a los procesos de subsidencia de cuencas, aumento de las tasas de depositación de las formaciones sedimentarias, o aumentos en el gradiente geotérmico del área.

Por último, las trayectorias tiempo-temperatura obtenidas deben ser analizadas criteriosamente para establecer cuál es la historia térmica que más se ajusta o es más consistente con los constreñimientos geológicos, los datos de trazas de fisión, AHe y ZHe; y las temperaturas máximas de soterramiento obtenidas a través de la reflectancia de la vitrinita (Murray *et al.*, 2022).

7.2.6.1 Modelado tiempo-temperatura mediante el software HeFTy®

En esta tesis se utilizó el *software* HeFTy® v.1.9.3 (Ketcham, 2017), siguiendo los fundamentos teóricos-prácticos de Murray *et al.*, (2022).

En una primera etapa, los modelados tiempo-temperatura fueron realizados de manera directa para predecir la(s) edad(es) de enfriamiento de los sistemas de trazas de fisión en apatitas (AFT), y (U-Th) /He en apatitas, a partir de una trayectoria tiempo-temperatura (“t-T”) específica. Además, el modelado directo permitió reproducir el largo de trazas confinadas promedio consistente con la trayectoria tiempo-temperatura propuesta (*e.g.*, Wolf *et al.*, 1998; Gallagher *et al.*, 1998). Las trayectorias t-T propuestas, fueron realizadas para probar historias de enfriamiento hipotéticas y eliminar así, escenarios geológicos que predicen edades termocronológicas que son inconsistentes con las observaciones geológicas.

En una segunda etapa (final), los modelados tiempo-temperatura fueron realizados mediante modelación inversa, utilizando datos o variables de entrada (*inputs*), para encontrar un rango de historias termales que son consistentes con los datos de *inputs*. Así, el resultado del modelado inverso es una colección de trayectorias t-T estadísticamente ajustadas a los datos de *inputs*, de acuerdo al diseño del modelo.

Para los datos del sistema de trazas de fisión en apatitas (AFT), el problema inverso a determinar es cuál historia termal, o cual trayectoria tiempo-temperatura (“t-T”), reproduce y es consistente con las edades y las distribuciones de largos de trazas confinadas en las apatitas de una determinada muestra. Por lo contrario, para los datos del sistema (U-Th-Sm) /He en apatitas, el problema inverso a resolver es generar las trayectorias tiempo-temperatura que generaron ^4He a una tasa adecuada a lo largo del tiempo de tal manera que la concentración total de ^4He reproduzca las edades AHe de acuerdo a las concentraciones de U y Th de los granos de apatita.

Datos de entrada (*input*):

Para los datos de trazas de fisión en apatitas, se utilizó el modelo multi-cinético de cicatrizado de trazas de fisión en apatitas de Ketcham *et al.*, (2007), que tiene en cuenta la composición química de las apatitas (proporción cloro/flúor), “DPar” (diámetro medio de la figura de revelado (*etch pit*) paralelo al eje C del cristal (Carlson *et al.*, 1999; Green *et al.*, 1986), y la orientación de las trazas según el eje c (Green *et al.*, 1986; Ketcham *et al.*, 2007).

Para muestras con datos del sistema (U-Th-Sm) /He en apatitas y circones, se utilizó como dato de *input* las concentraciones de [U], [Th], [Sm], el radio efectivo del grano (ERS), y las edades no corregidas de las alícuotas. En algunas muestras, no se incorporaron las alícuotas con edades alejadas a la edad media, es decir aquellas muestras con una dispersión de edad grande. En esas muestras la media aritmética o ponderada generalmente carece de significado geológico, y la edad más joven resulta de mayor utilidad en la interpretación de la historia termal (Fitzgerald *et al.*, 2006). Por tal motivo en algunos modelos termales se prefirió ingresar la edad o las edades de las alícuotas más jóvenes no corregidas. Esto último mejora la falta de convergencia de los resultados debido a la ausencia de trayectorias buenas cuando se introducen todas las alícuotas (e.g., Ronda *et al.*, 2022). Estos datos fueron modelados utilizando el modelo cinético de daño por radiación “RDAMM” (Flowers *et al.*, 2009), aplicando el factor de corrección por eyección alfa o “Ft” propuesto por (Ketcham *et al.*, 2011).

Adicionalmente, se incorporaron los valores de reflectancia de vitrinita (%Ro) de Ezpeleta *et al.*, (2022), para las muestras adquiridas en las formaciones Tuminico y Los Rastros, siendo la vitrinita un indicador de madurez termal. Estos datos fueron modelados utilizando el modelo cinético *basin%Ro* propuesto por Nielsen *et al.*, (2017), para generar

valores sintéticos de %Ro. Estos valores son calculados en los modelos considerando el tiempo de inicio de la acumulación de sedimentos.

7.2.6.2 Método de inversión y restricciones impuestas:

El método de inversión utilizado corresponde a un muestreo de tipo Montecarlo, a partir del cual se generan y evalúan un gran número de trayectorias Tiempo-temperatura independientes en el espacio de búsqueda. Las trayectorias se constituyen por segmentos lineales entre nodos, permitiendo la introducción de restricciones por donde dichas trayectorias necesariamente tienen que pasar, y entre las cuales deben ser monotónicas con grados de libertad variables (Ketcham, 2005).

La calidad de la inversión es evaluada de acuerdo al parámetro de bondad de ajuste (*goodness of fit* “GOF”); para las edades, la longitud de trazas de fisión confinadas, la reflectancia de la vitrinita, y un parámetro de mérito combinado sobre el ajuste entre varias edades termocronológicas. De acuerdo a Ketcham (2005), para evaluar entre sí las historias termales modeladas, el programa combina las estadísticas con respecto al GOF en una única función de mérito usando la prueba de Kuiper. De esta manera, cuando el valor estadístico mínimo está por encima de $GOF=0.05$, todas las estadísticas pasan el test de confianza del 95% y por convención el modelo es catalogado como aceptable. Por lo contrario, si el mínimo del valor estadístico de los valores individuales de GOF se encuentran por encima de 0.50, (límite estadístico de la precisión), el modelo de inversión obtenido se cataloga como bueno. De esta manera, se utilizaron los valores predeterminados de HeFTy para “modelos aceptables” ($p=0.05$) y “modelos buenos” ($p=0.5$). Los modelos que pasaron el criterio estadístico fijado, fueron graficados de forma tal que las trayectorias Tiempo-temperatura aceptables están representadas en color verde, mientras que las trayectorias buenas están representadas en color magenta. Todos los modelos finales se evaluaron hasta que se produjeron 100.000 trayectoria (Criterio propuesto en Fosdick *et al.*, 2015; Ortiz *et al.*, 2015, entre otros).

El modelado fue inicialmente realizado sin ningún tipo de restricción temporal-térmica, pero los modelos resultantes resultaron insatisfactorios, debido a que las trayectorias tiempo-temperatura obtenidas no pasaron la línea de base del criterio estadístico antes mencionado. De esta manera, se impusieron restricciones para el modelado que fueron establecidas de acuerdo al sentido geológico y a la evolución de escenarios tectónicos de acuerdo al capítulo 2 y 3 de esta tesis. Para cada modelo se

realizaron varias “corridas”, cambiando principalmente las restricciones impuestas al modelado, representadas por “cajas” (Ketcham, 2005). Estas cajas, definen restricciones en el espacio de muestreo que fuerzan a que las trayectorias posibles pasen por las mismas y que entre las mismas el trayecto sea monotónico (enfriamiento o calentamiento únicamente).

El procedimiento de modelado inverso se realizó con las siguientes restricciones:

(1) Restricciones comunes que fueron utilizadas son los intervalos de tiempo y temperatura dados por las edades de ZHe (220°C - 160°C; Reiners *et al.*, 2004), AFT (140°C-80°C; Ketcham *et al.*, 1999), y AHe (80°C-40°C; Farley, 2000).

(2) El tiempo de inicio de los modelos está dado por las edades de depositación de las muestras de rocas sedimentarias, y las paleotemperaturas superficiales determinadas por diversos autores. En particular para la Formación Los Colorados, los modelos comienza con una temperatura superficial de $20^{\circ} \pm 10^{\circ} \text{C}$, consistente con un régimen climático xérico que prevaleció durante la depositación de la unidad (Colombi *et al.*, 2012). Por lo contrario, en la Formación Los Rastros se utilizaron temperaturas superficiales entre los 25.4°C a 33.2°C de acuerdo a los trabajos sedimentológicos e isotópicos de Benavente *et al.*, (2021). Para muestras de rocas del basamento Ordovícico, el tiempo de inicio de los modelos está dado por el rango de tiempo-temperatura de emplazamiento de los granitoides, correspondiente a los 400° - 450°C entre los ~ 480 - 450 Ma (Rapela *et al.*, 2001; Otamendi *et al.*, 2009, entre otros). Con respecto a las muestras de rocas del basamento Proterozoico “Grenviliano” de la Sierra de Maz, el inicio de las historias termocronológicas está dado por el último evento de metamorfismo durante el Ordovícico Inferior con condiciones térmicas entre los 800° - 500°C (Tholt, 2018; y referencias allí citadas). Sin embargo, las trayectorias representadas en los modelos inversos para estos lapsos temporales, no son analizadas debido a que el sistema AFT no es sensible a temperaturas superiores a los 120°C (véase apartado 7.2.1).

(3) “Cajas” cubriendo rangos de temperaturas de 50° - 220°C , fueron utilizadas para explorar trayectorias con segmentos de soterramiento/calentamiento en cualquier tiempo entre los 330 - 10 Ma de acuerdo al control geocronológico de las unidades (capítulo 3).

(4) En el caso de muestras correspondientes a las formaciones Tuminico, Guandacol y Los Rastros, las máximas paleotemperaturas alcanzadas en los segmentos de soterramiento/calentamiento fueron constreñidas a partir de los datos de la reflectancia de la vitrinita suministrados por Ezpeleta *et al.*, (2022). Con respecto a las muestras de la Formación Los Colorados, las máximas paleotemperaturas alcanzadas durante el

soterramiento fueron inferidas mediante el estudio diagenético de Schencman *et al.*, (2015), el cual establece que la unidad alcanzó la mesogénesis temprana en un rango de temperaturas de 75°-100° aproximadamente. Este rango de temperatura es consistente con las estimaciones realizadas por Ezpeleta *et al.*, (2022), mediante indicadores cristalquímicos en minerales de arcilla (% illita en los interestratificados de illita/esmectita). El periodo de tiempo cuando fueron alcanzadas las máximas paleotemperaturas, es analizado teniendo en cuenta si las edades AFT y AHe se encuentran parcial o totalmente reseteadas. Este último aspecto es oportunamente analizado en los apartados 7.3 y 7.4.

(5) La presencia de un importante hiatus sedimentario acotado aproximadamente entre los ~195 a 20 Ma, sugiere bajas tasas de acumulación bajo condiciones de erosión y/o *bypass* sedimentario, por lo tanto, no es probable un aumento de temperatura debido a soterramiento de sedimentos. Tampoco durante ese periodo se registraron episodios de soterramiento que hayan provocado un aumento de las paleotemperaturas.

(6) Temperaturas en superficie entre los 30° ± 10° C son asumidas entre los 25 y 20 Ma durante el evento eruptivo y depositación de la Formación La Moradita.

(7) Las máximas paleotemperaturas que alcanzaron las formaciones Quebrada del Médano y Rio Mañero, es atribuida a un episodio de soterramiento/calentamiento de sedimentos posterior a los 20 Ma (edad aproximada del inicio de la sedimentación de ambas unidades). De acuerdo a los indicadores cristalquímicos en minerales de arcilla (% illita en los interestratificados de illita/esmectita), suministrados por Ezpeleta *et al.*, (2022), las temperaturas máximas alcanzadas estarían en el rango de los 60° a 80 °C.

(8) El final de las trayectorias tiempo-temperatura se fijó en 15° ± 5° C de acuerdo con las temperaturas medias anuales de la región (Bianchi y Cravero, 2010).

7.3 Análisis y observaciones de los estudios previos de termocronología de baja temperatura y reflectancia de vitrinita en la región

Los antecedentes de estudios de termocronología de baja temperatura en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y serranías aledañas documentan un historial térmico con etapas de enfriamiento y calentamiento desde el Paleozoico Superior hasta el Plioceno (Coughlin *et al.*, 1998; Fosdick *et al.*, 2015; Ortiz *et al.*, 2015; 2021; Stevens, 2017; Ezpeleta *et al.*, 2022; y Mackaman-Lofland *et al.*, 2022). Estos datos correspondientes a los sistemas AFT, AHe, y ZHe están distribuidos en tres regiones (Fig. 7.6), y los mismos se encuentran

recopilados en las tablas 7.1 y 7.2. Las ubicaciones de las muestras están representadas en los mapas geológicos de las figuras 7.7, 7.8, y 7.9.

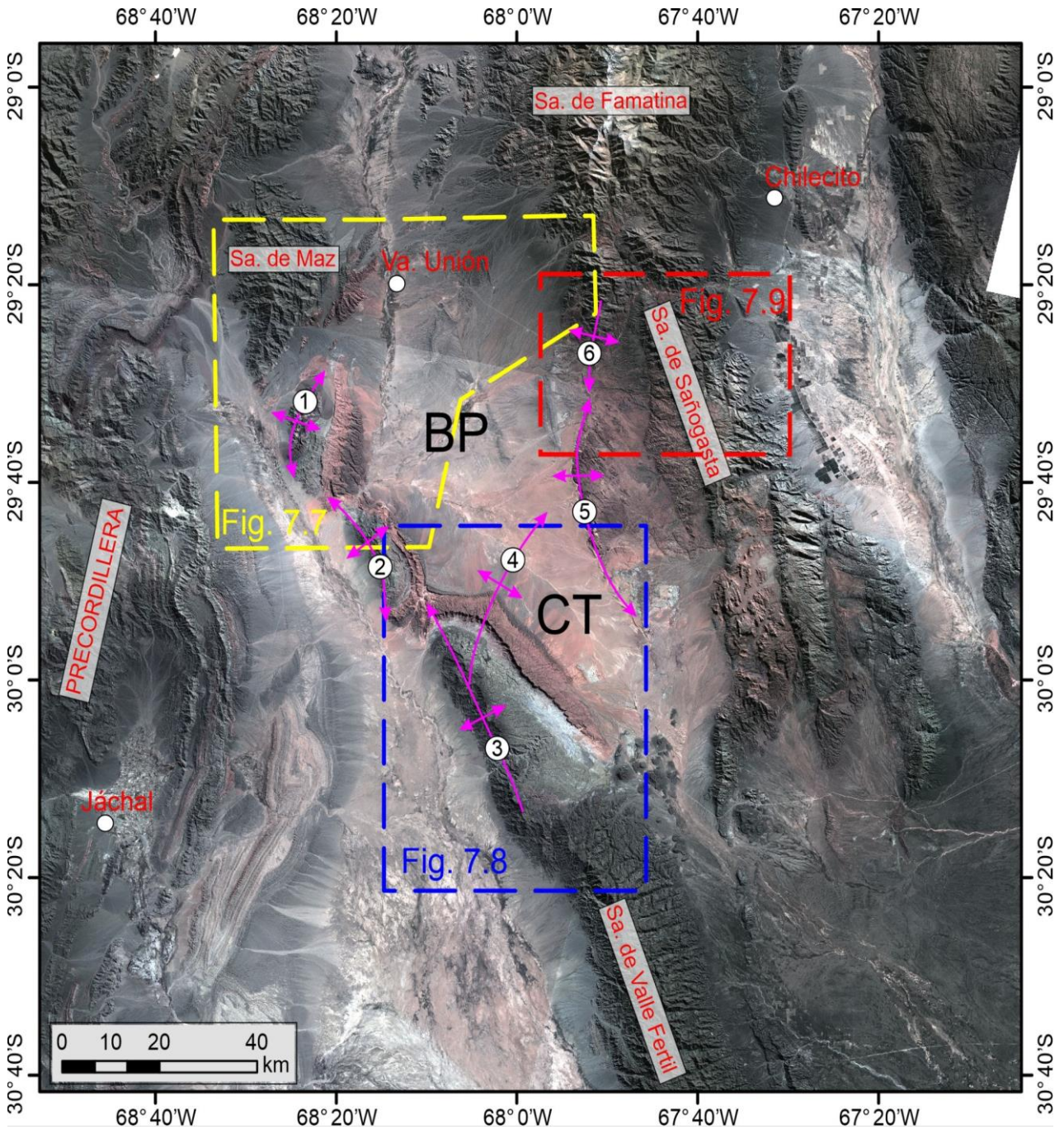


Fig. 7.6: Mapa de ubicación regional de las regiones con datos termocronológicos. Los polígonos de color amarillo, azul y rojo, representan las áreas cartografiadas en las figuras 7.7, 7.8, y 7.9, respectivamente. BP = Bolsón de Pagancillo. CT = Campo de Talampaya. Estructuras: 1) Anticlinal Cerro Bola, 2) anticlinal Cerro Rajado, 3) anticlinal Sierra Morada, 4) anticlinal Esquina Colorada, 5) anticlinal Sierra de Los Tarjados, 6) anticlinal Potrero Alto.

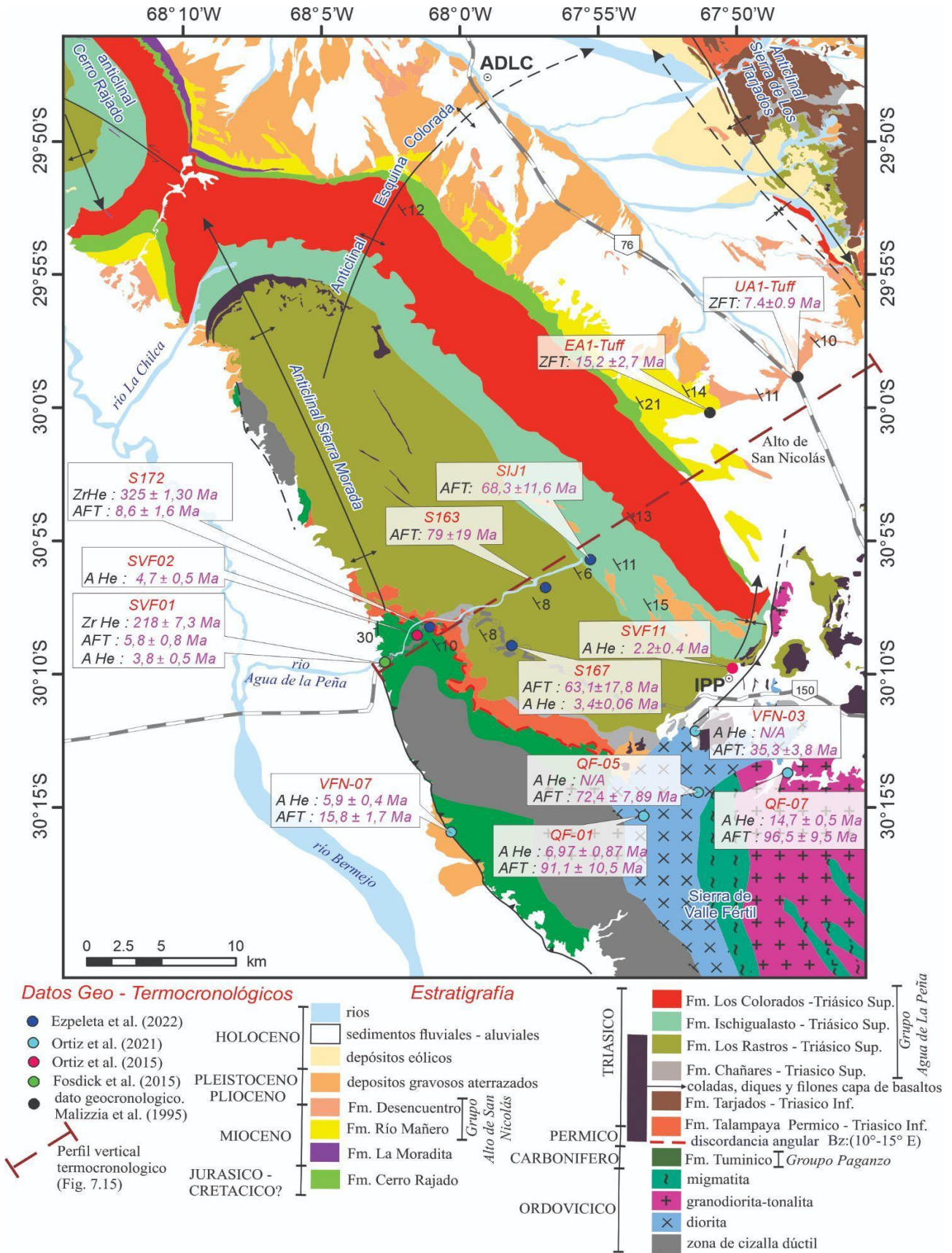


Fig. 7.8: Mapa geológico del sector sur de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, mostrando la ubicación de los datos termo y geocronológicos disponibles (antecedentes). Mapa basado en la compilación de antecedentes geológicos y mapas geológicos del SEGEMAR, enriquecido con datos propios de campo.

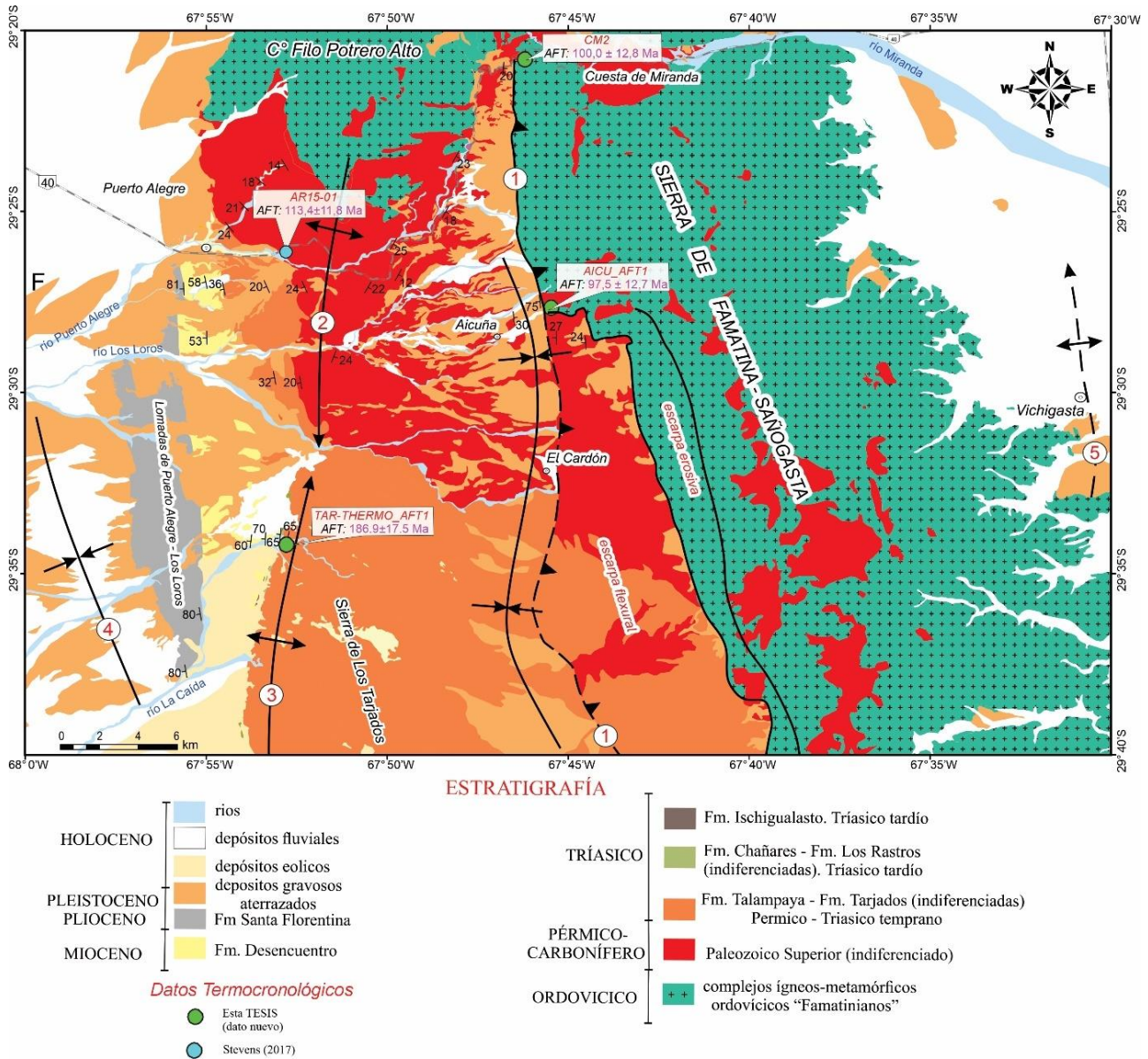


Fig. 7.9: Mapa geológico del sector noreste de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y norte de la Sierra de Sañogasta, mostrando la ubicación de los datos termocronológicos disponibles (anteriores), y adquiridos en esta tesis. Estructuras principales: 1) Falla Aicuña; 2) anticlinal Potrero Alto; 3) anticlinal Sierra de Los Tarjados; 4) sinclinal Pagancillo; 5) anticlinal Bordo de Vichigasta.

A partir del análisis de los antecedentes, resulta evidente una marcada concentración de datos termocronológicos en el borde occidental-noroccidental de la cuenca, mientras que en el borde oriental solo existe un dato termocronológico suministrado por Stevens (2017). Esto último, motivó la necesidad de adquirir muestras en la región norte de la cuenca, y a lo largo de la Sierra de Los Tarjados y la vertiente occidental de la Sierra de Sañogasta (Fig. 7.8). La adquisición de estas muestras fue realizada con el objetivo de ampliar el conocimiento de la historia tectonotermal de estas serranías, mediante el sistema de trazas de fisión en apatitas. Los resultados e interpretaciones derivadas de estos análisis se presentan en los apartados 7.4 y 7.5.

Con respecto a los datos de reflectancia de la vitrinita, pertenecientes a Ezpeleta *et al.*, (2022), provienen de los intervalos pelíticos carbonosos de las formaciones Tuminico y Los Rastros, aflorantes en el Cerro Bola (Fig. 7.7), la Sierra Morada (Fig. 7.8), y en el sector de los ríos Chañares y Gualo, hacia el sur de la Sierra de Los Tarjados (Fig. 7.8). Estos datos se encuentran detallados en la tabla 7.3, con el dato adicional de la temperatura máxima de soterramiento (T_{max} °C), calculada a partir de la ecuación 7.1 de Barker y Pawlewicz (1994).

7.3.1 Edades de trazas de fisión en apatitas (AFT) y mediciones de largo de trazas confinadas

En este apartado son realizadas diversas observaciones sobre las dieciocho muestras publicadas hasta la fecha por diversos autores, las cuales fueron analizadas por el método de traza de fisión en apatitas (tabla 7.1). Para ello se analizan las poblaciones de apatitas para establecer si las apatitas de una muestra experimentaron reseteo o cicatrizado total y/o parcial de sus trazas durante las etapas de calentamiento (soterramiento) y enfriamiento (exhumación/levantamiento). Se considera un reseteo o cicatrizado total si: (1) la edad AFT central es menor que la edad estratigráfica propuesta para la muestra, (2) la mayoría de las edades AFT de los granos de apatitas se encuentran dentro de la ventana ± 2 error standard (rango de incertidumbre) de la edad central (es decir, relativamente baja dispersión), y (3) que la distribución de la longitud de trazas confinadas medidas en los granos de apatita, sea consistente con un largo de trazas promedio usualmente registrado cuando una roca o muestra fue enfriada rápidamente a través de la zona de reseteo o cicatrizado parcial “PAZ” (Fig. 7.1 A; Fitzgerald y Malusà, 2019; y referencias allí citadas).

Un aspecto importante a considerar y analizar en varias muestras recolectadas en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, atañe a la aplicación del método de trazas de fisión en apatitas en rocas sedimentarias (termocronología detrítica). La termocronología detrítica puede suministrar información sobre la historia pre-depositacional de una roca (proveniencia), además de la información post-depositacional vinculada al soterramiento y subsecuente exhumación de la roca (*e.g.*, van der Beek *et al.*, 2006; Fillon *et al.*, 2013). Esta información y la calidad de la misma, va a estar en función a la máxima temperatura de soterramiento que experimentó la roca, y a la cantidad de granos de apatitas analizados por muestra (Fitzgerald y Malusà, 2019; y referencias allí citadas).

Particularmente en las rocas detríticas de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión es factible obtener granos de apatitas derivados de múltiples áreas de proveniencia. Por lo tanto, también es probable obtener apatitas con diferentes composiciones químicas y edades de enfriamiento aparentes, si las mismas no fueron completamente reseteadas por calentamiento debido al soterramiento, o a un incremento del gradiente geotérmico. En este sentido, al analizar la tabla 7.1, resulta evidente que las muestras detríticas, especialmente las analizadas por Ezpeleta *et al.*, (2022), presentan un valor $P(\chi^2)$ inferior al 5%, que sugiere que las muestras presentan apatitas con múltiples poblaciones de edades. Esto último, implica tener en cuenta que las edades centrales obtenidas para cada muestra son desde el punto de vista geológico complejas de interpretar (*e.g.*, Roger *et al.*, 2022).

Cuando en una muestra son obtenidas apatitas con edades significativamente dispersas, es necesario determinar las principales poblaciones de edades (picos de edades), y la edad mínima. Esto es posible mediante un análisis estadístico aplicando los algoritmos de modelado de mezclas de Galbraith y Green (1990), y de edad mínima (Galbraith y Laslett, 1993). En este apartado, y en los nuevos datos termocronológicos suministrados en esta tesis, estos algoritmos fueron utilizados en el *software* RadialPlotter (Vermeesch, 2009). Este *software* permite obtener gráficos de distribución radial de edades por grano de apatita. Los gráficos presentados en este apartado, han sido realizados utilizando los datos analíticos e información suplementaria publicada por Coughlin *et al.*, (1998) y Ezpeleta *et al.*, (2022). Para el resto de muestras publicadas por otros autores (tabla 7.1), no se realizaron gráficos de distribución radial de edades por grano de apatita, debido a la falta de disponibilidad de los datos de trazas espontáneas e inducidas en cada grano de apatita analizado. Sin embargo, todas esas muestras presentan un valor $P(\chi^2)$, que permite inferir la presencia de una única o varias poblaciones de edades.

A continuación, cada una de las muestras de la tabla 7.1, es analizada para determinar si las trazas de las apatitas fueron reseteadas o cicatrizadas de manera total o parcial, lo cual tiene implicancias directas para el análisis y discusión de los resultados del modelado inverso termal (apartado 7.5).

Tabla 7.1 (página siguiente): Recopilación de datos termocronológicos AFT de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y sectores aledaños. N: número de granos medidos; Rho-s (ρ_s): densidad de trazas de fisión espontáneas ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) medidas en cristales de apatitas; Ns: número total de trazas de fisión espontáneas; Rho-I (ρ_I) y Rho-D (ρ_D): densidad de trazas de fisión inducidas en las muestras y en los vidrios dosimétricos respectivamente ($\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$) en el detector externo ($g=0.5$); NI y ND: número total de trazas de fisión inducidas en la muestra y dosímetro; Dpar (proporción cloro/fluor); $P(\chi^2)$: probabilidad de obtener un valor χ^2 para n grados de libertad (donde $n=\text{número de cristales} - 1$); muestras con una probabilidad $>5\%$ es indicativa de una población homogénea, mientras $<5\%$ se analizan con el método de ajuste de pico binomial.

Tabla 7.1: Antecedentes de datos Termocronológicos en Trazas de Fisión en Apatitas (AFT)																					
AUTOR	Muestra	Sector en la cuenca	Lat. (°)	Long. (°)	Elevación (m s.n.m)	Unidad geológica	Edad Estratigráfica (Ma)	N° de granos	(Espontáneas) Rho-S x10 ⁴ tracks/cm ² (NS) ^a	(Inducidas) Rho-I x10 ⁴ tracks/cm ² (NI) ^a	(Dosímetro) Rho-D x10 ⁴ tracks/cm ² (ND) ^b	Dpar (µm)	Dpar-SD (µm)	Edad Central (Ma)	±1σ Error	U (ppm)	P(X ²)	N° de trazas confinadas	Longitud Promedio trazas confinadas (µm)	SD (µm)	
Ezpeleta et al. (2022)	N-150	Cerro Rajado	-29,6786	-68,2815	988	Fm. Quebrada de Médano	(20 - 12)	25	21,454 (1958)	22,627 (2065)	17,520 (8332)	1,71	0,36	67,4	9,1	15,2	0	61	10,7	2,16	
	N-148	Cerro Rajado	-29,6786	-68,2911	980	Fm. Los Colorados	(221 - 213)	24	35,33 (848)	78,08 (1884)	16,779 (8332)	1,84	0,33	30,3	6,2	20,8	0	102	11,51	2,71	
	N-145	Cerro Rajado	-29,6786	-68,2963	960	Fm. Los Colorados	(221 - 213)	23	51,60 (1187)	25,39 (684)	16,423 (8332)	1,69	0,31	137,1	18,9	4,13	0	31	12,14	1,77	
	N-051	Cerro Bola	-29,6786	-69,4044	1240	Fm. Guadaicol	(331 - 315)	21	14,05 (309)	162,86 (3583)	25,219 (16308)	1,76	0,35	13,3	4	39,3	0	8	14,15	2,85	
	S-1J1	Sierra Morada	-30,0872	-67,9322	1245	Fm. Ischiguatasto	(231 - 221)	4	19 (76)	19,05 (78)	18,903 (8332)	1,66	0,29	88,3	11,6	5,3	57,2	N/A	N/A	N/A	
	S-163	Sierra Morada	-30,1045	-67,9603	1264	Fm. Los Rastros	(234 - 231)	19	14,36 (273)	15 (285)	18,228 (8332)	1,99	0,44	79,4	19,1	5,27	0	7	12,52	1,4	
	S-167	Sierra Morada	-30,1476	-67,9744	1495	Fm. Los Rastros	(234 - 231)	10	33,05 (335)	67,09 (679)	25,357 (16308)	1,8	0,28	63,1	18,1	29,3	0	N/A	N/A	N/A	
	S-172	Sierra Morada	-30,1359	-68,0268	955	Fm. Tuminico	(331 - 315)	17	9,35 (159)	86(1482)	18,530 (8332)	1,61	0,16	8,6	1,6	17,5	0	2	12,24	0,11	
	Ortiz et al. (2021)	VFN-03	Sierra de Valle Fértil (Norte)	-30,2100	-67,8700	1500	Fm. Chañares	(231 - 221)	20	4,8 (379)	24 (1897)	10 (2714)	1,89	0,21	35,28	3,81	26,43	29,7	N/A	N/A	N/A
		VFN-07	Sierra de Valle Fértil (Norte)	-30,2700	-68,0200	827	Fm. Tuminico	(231 - 221)	20	2,8 (218)	33 (2530)	10 (2714)	2,19	0,17	15,63	1,67	34,35	12,7	N/A	N/A	N/A
		QF-01	Sierra de Valle Fértil (Norte)	-30,2600	-67,8700	1613	Complejo Valle Fértil: granodiorita	(480 - 460)	18	3,5 (223)	7 (463)	11 (2714)	N/A	N/A	91,17	10,53	7,24	18,5	N/A	N/A	
		QF-05	Sierra de Valle Fértil (Norte)	-30,2400	-67,8500	1556	Complejo Valle Fértil: granodiorita	(480 - 460)	20	4,0 (291)	11 (793)	11 (2714)	2,14	0,21	72,48	7,89	10,63	21,9	41	10,51	1,99
Stevens (2017)	QF-07	Sierra de Valle Fértil (Norte)	-30,2100	-67,7900	1361	Complejo Valle Fértil: tonalita	(480 - 460)	20	13,6 (830)	28 (1733)	12 (2714)	1,83	0,10	96,45	9,45	26,94	33,7	100	9,61	1,87	
	AR15-01 Alto	Anticinal Potrero Alto	-29,4358	-67,8828	1500	Fm Patquia	(310 - 295)	25	?(230)	?(360)	10,14(2949)	?	?	113,40	11,80	4,00	?	?	?	?	
Fosdick et al. (2015)	SVF01	Sierra Morada	-30,1590	-68,0508	857	Fm. Tuminico	(331 - 315)	20	9,95 (56)	32,585 (1833)	10,691 (3289)	4,2	0,7	5,8	0,8	42,7	12,30	?	?	?	
	3519	Sierra de Maz	-29,4588	-68,50283	1200	esquistos granatífero	(1000-1200)	25	68,31(129)	16,33(3084)	11,80 (4770)	N/A	N/A	9,4	1,1	17,3	2,20	150	13,57	2,2	
Coughlin et al. (1988)	3520	Sierra de Maz	-29,4573	-68,4995	1285	esquistos granatífero	(1000-1200)	25	58,41(52)	12,64(1125)	11,3(4699)	N/A	N/A	10,80	1,80	14,00	11,50	52	12,84	1,88	
	3521	Sierra de Maz	-29,4582	-68,495	1380	anfibolita	(1000-1200)	26	50,85 (98)	10,71(2065)	12,01(4770)	N/A	N/A	11,30	1,40	11,20	8,10	100	13,9	1,52	

Tabla 7.1: Epígrafe en página anterior.

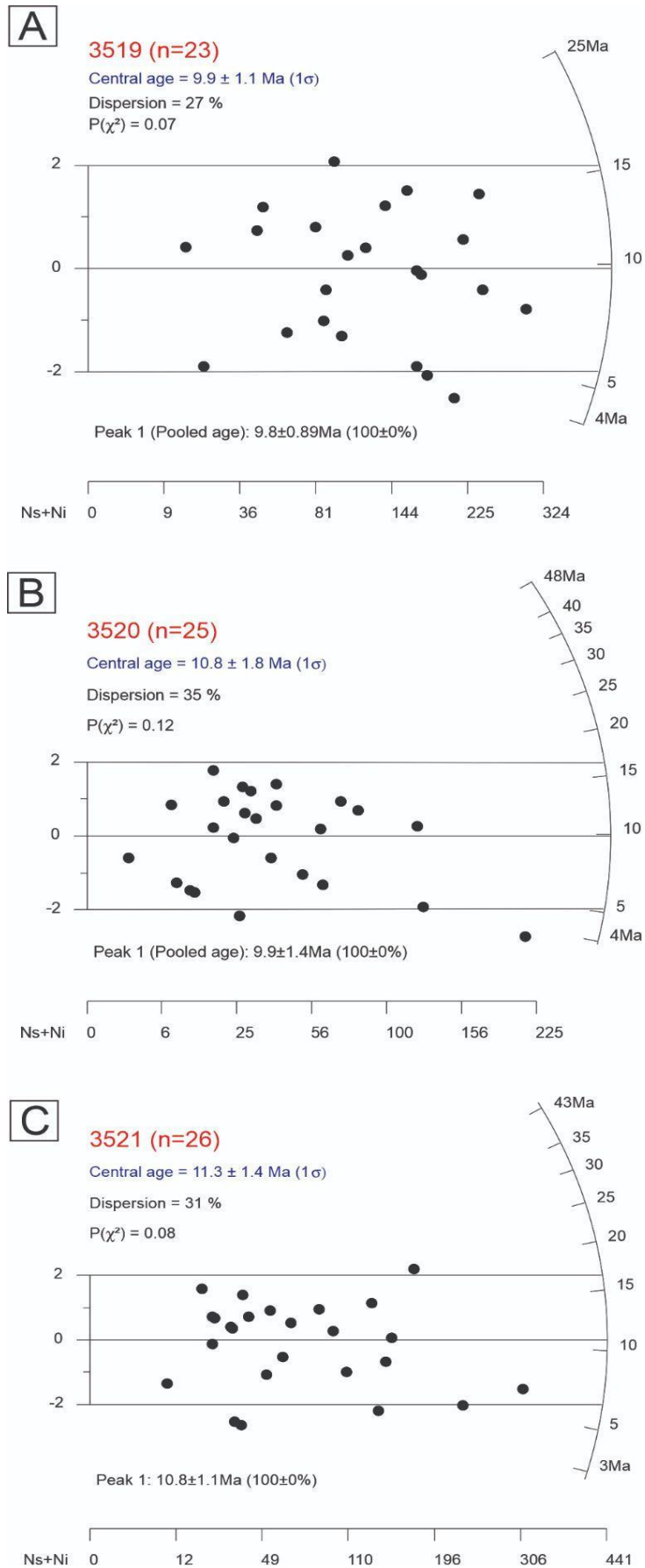


Fig. 7.10: A) Distribución radial de edades por grano para las muestras A)3519, B)3520, C)3521. Datos extraídos de Coughlin *et al.*, (1998) y reproducidos en el software RadialPlotter (Vermeesch, 2009).

7.3.1.1 Sierra de Maz

Tres muestras de rocas metamórficas proterozoicas fueron recolectadas por Coughlin *et al.*, (1998), en el extremo austral de la Sierra de Maz (Cerro Guandacol; Fig. 7.7). Estas muestras denominadas **3519**, **3520**, **3521**, presentan edades centrales de $9,9\pm 1,1$ Ma, $10,8\pm 1,8$ Ma, $11,3\pm 1,4$ Ma, respectivamente (Fig. 7.10 A-B-C). Todas estas muestras presentan un valor de la prueba $P(\chi^2)$ superior al 5%, que indica la presencia de una única población de edades, en este caso notablemente más jóvenes que la edad estratigráfica propuesta para las muestras. Desafortunadamente no se disponen las distribuciones de largos de trazas confinadas para estas muestras, como así también los parámetros cinéticos, lo cual imposibilita la realización del modelado termal inverso. Sin embargo, Coughlin *et al.*, (1998) suministraron los valores promedios de los largos de trazas confinadas. Estos valores son de $13,57\pm 0,16$ μm , $12,94\pm 0,23$ μm , y $13,90\pm 0,13$ μm para las muestras 3519, 3520, 3521, respectivamente (tabla 7.1).

Considerando las edades obtenidas en las muestras 3519, 3520, 3521, los valores promedios de los largos de trazas confinadas, y los modelos directos tiempo-temperatura presentados por Coughlin *et al.*, (1998), y Dávila y Carter (2013), se deduce que estas muestras han sido completamente reseteadas durante un episodio de enfriamiento acelerado entre los 12 y 5 Ma, que provocó la exhumación de las rocas hacia la superficie, desde una temperatura superior a los 110-120 °C (Fig. 7.1 A).

7.3.1.2 Cerro Bola

En el núcleo del anticlinal del Cerro Bola (Fig. 7.7), una muestra de la Formación Guandacol (Sepurkhoviano - Bashkiriano; ca. 326-312 Ma), fue recolectada por Ezpeleta *et al.*, (2022). La muestra denominada “N051” presenta una edad central de $9,3\pm 1,5$ Ma (Fig. 7.11 A). La prueba $P(\chi^2)$, otorga un valor de $0.0\% < 5\%$, que, junto a la elevada dispersión de datos, indica múltiples poblaciones de edades (Fig. 7.11 A). A partir de la reducción de datos mediante el *software* RadialPlotter (Fig. 7.11 A), se obtuvo una edad mínima de $4,5\pm 1,4$ Ma, y cuatro poblaciones de edades con picos de: $3,18\pm 0,94$ Ma, $7,6\pm 1,1$ Ma (mayoritaria), $11,6\pm 2,5$ Ma, y $35,9\pm 8,7$ Ma (minoritaria).

Es oportuno mencionar que Ezpeleta *et al.*, (2022), no incluyeron en sus resultados analíticos datos de largos de trazas confinadas promedio. Sin embargo, recientemente el Dr. Mauricio Parra (Instituto de Geociencias, San Pablo, Brasil), ha suministrado para esta tesis un total de ocho mediciones de largos de trazas obtenidas mediante irradiación con

Californio (^{252}Cf). Estas mediciones permiten obtener un largo de trazas confinadas promedio de 14,15 μm con un desvío estándar de 2,85 μm (Fig. 7.10 B; tabla 7.1).

Considerando que las edades obtenidas son mucho más jóvenes que la edad de depositación de la Formación Guandacol, se deduce que la muestra N051 fue completamente reseteada. Además, al exhibir una frecuencia unimodal de trazas (Fig. 7.11 B), se puede interpretar que la muestra N051 llegó a borrar las trazas anteriores por completo al sobrepasar la zona de cicatrizado parcial AFT, creándose nuevas trazas en su paso hacia superficie debido a un último evento de exhumación rápido (e.g., Green *et al.*, 1989; Fig. 7.1).

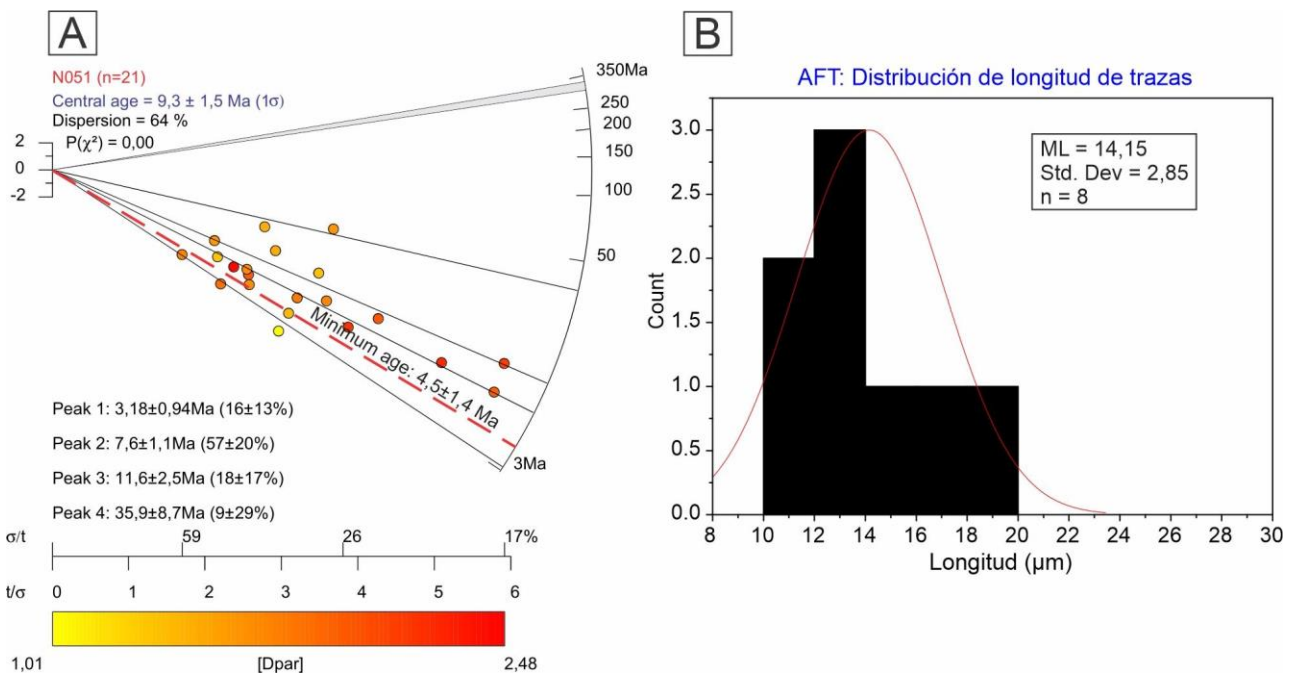


Fig. 7.11: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra N051. La banda gris representa la edad depositacional de la Formación Guandacol. Las líneas negras representan los picos de las diferentes poblaciones de edades identificadas. La línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra N051. Datos extraídos de Ezpeleta *et al.*, (2022).

7.3.1.3 Cerro Rajado

En el extremo norte del anticlinal Cerro Rajado (Fig. 7.7), Ezpeleta *et al.*, (2022), recolectaron tres muestras denominadas N145, N148, y N150 (tabla 7.1) siguiendo una estrategia de muestreo del tipo perfil vertical.

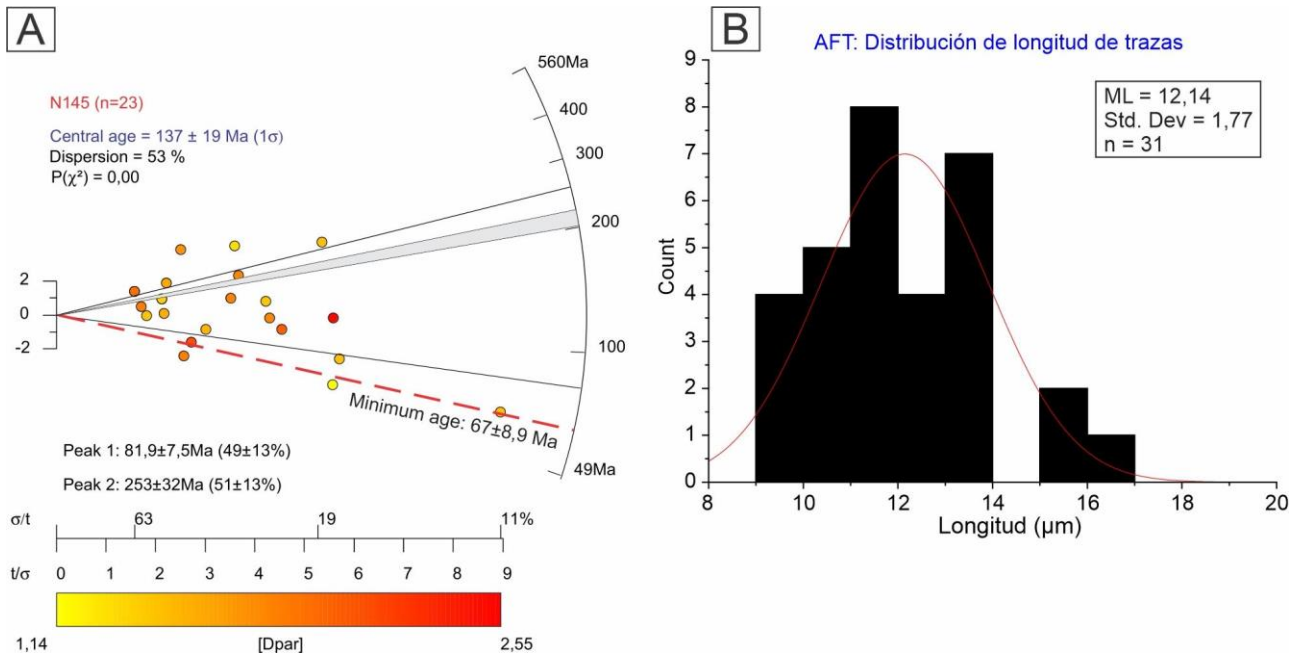


Fig. 7.12: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra N145. La banda gris representa la edad depositacional de la Formación Los Colorados. Las líneas negras representan los picos de las diferentes poblaciones de edades identificadas. La línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra N145. Datos extraídos de Ezpeleta *et al.*, (2022).

La muestra **N145** fue recolectada cerca de la base de la Formación Los Colorados (Triásico tardío, Noriano, *ca.* 221-213 Ma; Kent *et al.*, 2014), y presenta una edad central de $137,1 \pm 18,9$ Ma (Fig. 7.12 A). La prueba $P(\chi^2)$, otorgó un valor de $0.0\% < 5\%$, que, junto a la alta dispersión de datos, indica múltiples poblaciones de edades (Fig. 7.12 A). A partir de la reducción de datos mediante el *software* Radial Plotter, se obtuvo una edad mínima de $67 \pm 8,9$ Ma, y dos poblaciones de edades en proporciones similares, con picos de $81,9 \pm 7,5$ Ma y 253 ± 32 Ma (Fig. 7.12 A). En particular este último pico, posee una edad más antigua que la edad estratigráfica propuesta para la Formación Los Colorados, lo cual podría tratarse de una edad de procedencia. Considerando que la edad central, y la edad mínima son más jóvenes que la edad de depositación de la Formación Los Colorados, se deduce que esta muestra está parcialmente reseteada. Esto sugiere que la muestra N145 puede haber residido por largo tiempo en la zona de cicatrizado parcial AFT, lo cual es consistente con el largo de trazas confinadas promedio de $12,14 \mu\text{m}$ con un desvío estándar de $1,77 \mu\text{m}$ (Fig. 7.12 B; tabla 7.1). Sin embargo, al exhibir una frecuencia unimodal de trazas (Fig. 7.12 B), se puede deducir que durante el soterramiento que experimentó la muestra, las trazas presentes en los granos de apatita llegaron a borrarse parcialmente.

La muestra **N148** fue recolectada cerca del techo de la Formación Los Colorados. Esta muestra presenta una edad central de $78,1 \pm 6,1$ Ma, y un largo de trazas confinadas promedio de $11,51 \mu\text{m}$ con un desvío estándar de $2,71 \mu\text{m}$ (Fig. 7.13; tabla 7.1). La prueba

$P(\chi^2)$, otorga un valor de $0.0\% < 5\%$, que, junto a la elevada dispersión de datos, indica múltiples poblaciones de edades (Fig. 7.13 A). A partir de la reducción de datos mediante el *software* RadialPlotter (Fig. 7.13 A), se obtuvieron una edad mínima de $57,1 \pm 6,1$, y dos poblaciones de edades con picos de: $91 \pm 6,4$ Ma (mayoritaria), y $58,3 \pm 4,5$ Ma (minoritaria). Todas estas edades son mucho más jóvenes que la edad de depositación de esta unidad, por lo esta muestra está reseteada a parcialmente reseteada, pudiendo haber residido por largo tiempo en la zona de cicatrizado parcial AFT, de acuerdo al largo de trazas confinadas promedio (Fig. 7.13 B). De manera similar a la muestra N145, al exhibir una frecuencia unimodal de trazas (Fig. 7.13 B), se puede deducir que durante el soterramiento que experimentó la muestra, las trazas presentes en los granos de apatita llegaron a borrarse casi por completo.

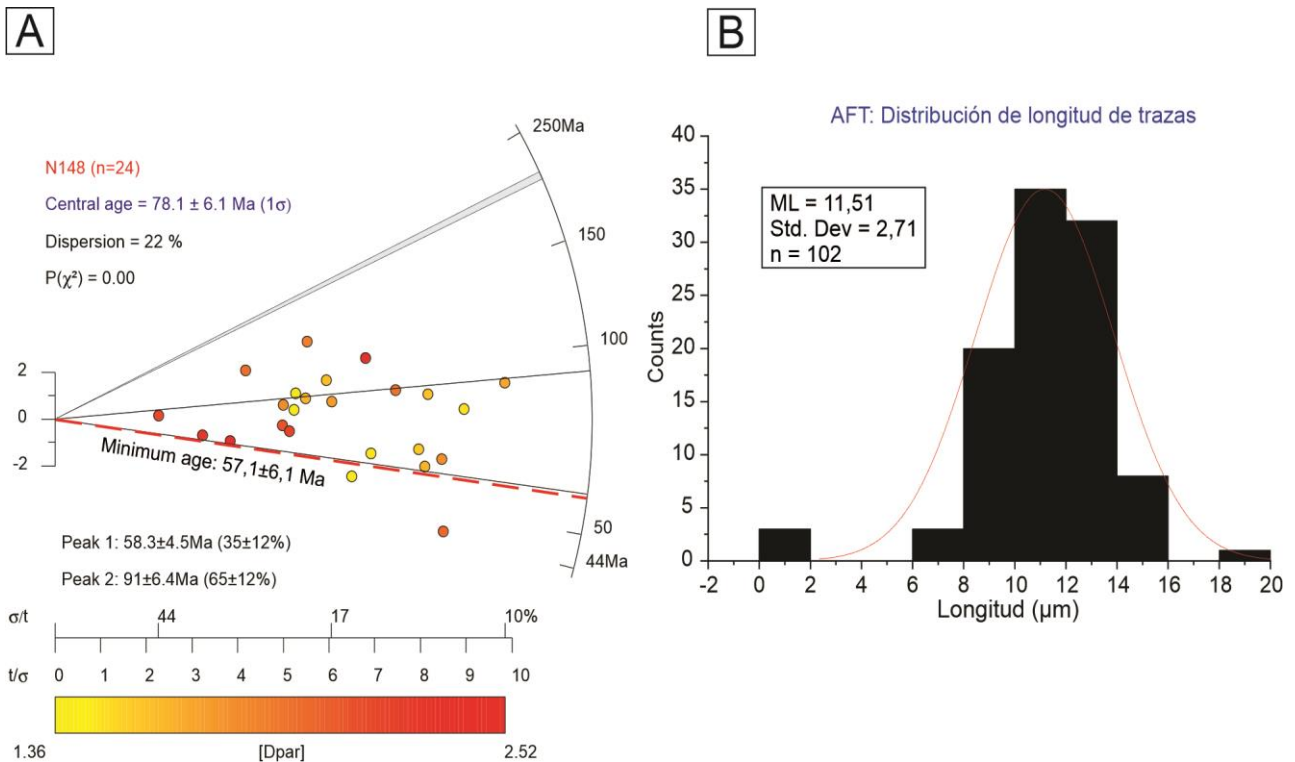


Fig. 7.13: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra N148. La banda gris representa la edad depositacional de la Formación Los Colorados. Las líneas negras representan los picos de las diferentes poblaciones de edades identificadas. La línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra N148. Datos extraídos de Ezpeleta *et al.*, (2022).

De acuerdo a Ezpeleta *et al.*, (2022), la muestra **N150** pertenece a la Formación Cerro Rajado (Jurásico – Paleógeno?). Sin embargo, de acuerdo a los datos de coordenadas geográficas presentadas por dichos autores, y teniendo en cuenta los mapas geológicos detallados sobre esta unidad (e.g., Parker, 1974; Bossi, 1977; Malizzia, 1987; Lemos-Santos *et al.*, 2019; esta tesis), resulta evidente que esta muestra fue recolectada

en la sección intermedia de la Formación Quebrada de Médano (Mioceno, ca. 20-13 Ma; Lemos Santos *et al.*, 2019).

La muestra N150 presenta una edad central de $63,3 \pm 8,7$ Ma, y un largo de trazas confinadas promedio de $10,7 \mu\text{m}$ con un desvío estándar de $2,16 \mu\text{m}$ (Fig. 7.14; tabla 7.1). La prueba $P(\chi^2)$, otorgó un valor de $0\% < 5\%$, que, junto a la elevada dispersión de datos, indica múltiples poblaciones de edades (Fig. 7.14 A). A partir de la reducción de datos mediante el *software* RadialPlotter, se obtuvo una edad mínima de $22,2 \pm 3,2$ Ma, y cuatro poblaciones de edades (Fig. 7.14 A), con picos de: $74 \pm 5,5$ Ma (mayoritaria), 117 ± 14 Ma y $28 \pm 2,5$ (en porcentajes similares), y $6,3 \pm 1,7$ (minoritaria; un solo grano). La gran mayoría de estas edades son más antiguas que la edad estratigráfica de la Formación Quebrada de Médano. De esta manera, estas poblaciones de edades estarían representando al menos tres fuentes de proveniencia heterogéneas, deduciendo así, que la muestra N150 no se encuentra reseteada. A su vez, en la muestra N150 fueron medidas 61 largos de trazas confinadas, con un valor promedio de $10,7 \mu\text{m}$ y un desvío estándar de $2,16 \mu\text{m}$ (Fig. 7.14 B, tabla 7.1). Este valor es consistente con un reseteo parcial de las fuentes de procedencia.

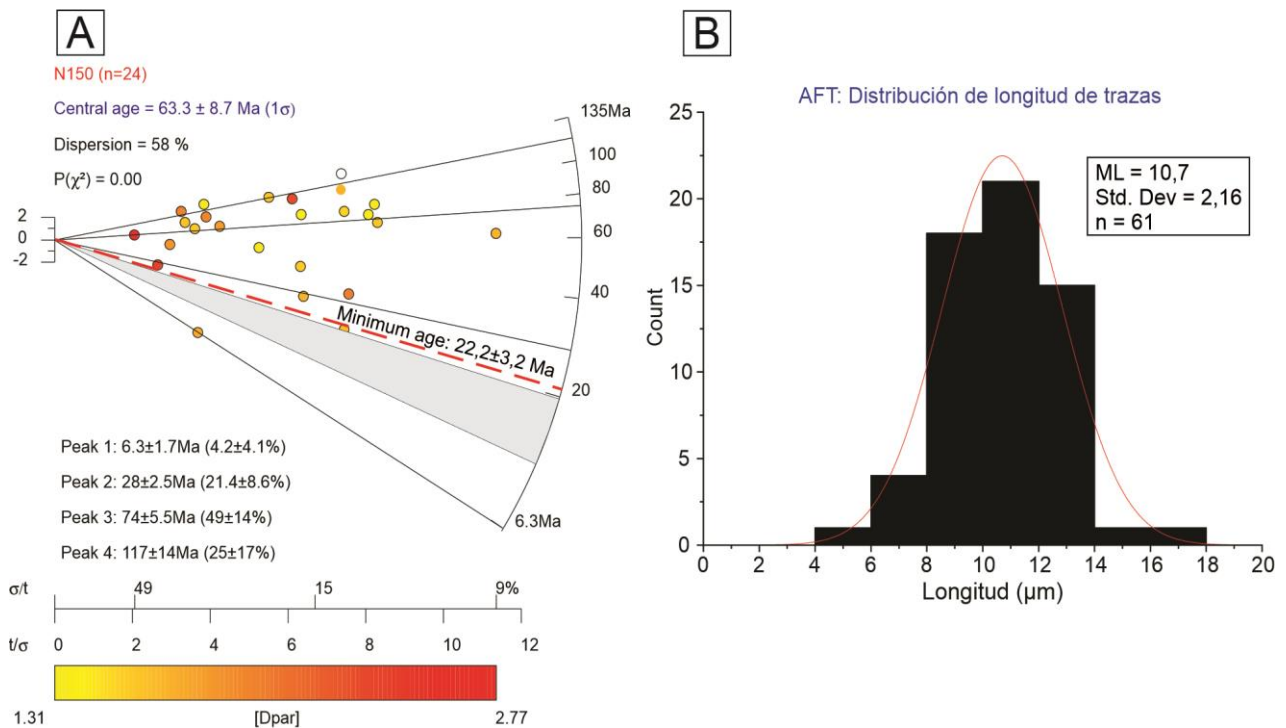


Fig. 7.14: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra N150. La banda gris representa la edad deposicional de la Formación Quebrada de Médano. Las líneas negras representan los picos de las diferentes poblaciones de edades identificadas. La línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra N150. Datos extraídos de Ezpeleta *et al.*, (2022).

7.3.1.4 Filo del Potrero Alto

Stevens (2017), recolectó una muestra denominada “**AR15-01**” en los afloramientos de areniscas rojizas de la Formación Patquía o de La Cuesta (Moscoviense-Kunguriense, ca. 315-272 Ma; Limarino *et al.*, 2021), expuestos en el anticlinal Potrero Alto, sobre la ruta Nacional N°40 (Fig. 7.9).

La muestra AR15-01, presenta una edad central de $113,4 \pm 11,8$ Ma. En esta muestra se desconocen el porcentaje de la prueba $P(\chi^2)$, y los parámetros cinéticos cuantificados en las apatitas (largo de trazas y D_{par} ; tabla 7.1), debido a que los mismos no han sido incluidos en las tablas de resultados presentadas por Stevens (2017). Teniendo en cuenta que la edad central es mucho más joven que la edad estratigráfica de la Formación Patquía o de La Cuesta, la misma puede considerarse como una edad de enfriamiento, por lo cual la muestra AR15-01 estaría parcialmente a totalmente reseteada.

7.3.1.5 Sierra Morada

En la Quebrada del río Agua de La Peña (Figs. 7.8), y en una posición estratigráfica cercana a la base de la Formación Tuminico (Fig. 7.15; Sepurkhoviano - Bashkiriano; ca. 326-312 Ma; Colombi *et al.*, 2018), Fosdick *et al.*, (2015) recolectaron la muestra **SVF01**. Esta muestra presenta una edad central de $5,8 \pm 0,8$ Ma (Fig. 7.8, tabla 7.1). La prueba $P(\chi^2)$, da un valor de $12.3\% > 5\%$, que indica una única población de edad. En esta muestra no fueron cuantificados largos de trazas confinadas (tabla 7.1), ya que en la misma la densidad de trazas espontaneas e inducidas fue muy baja, lo que no permitió cuantificar trazas confinadas (Comunicación personal J. Fosdick. Abril 2023).

Considerando que la edad termocronológica de la muestra SVF01 es mucho más joven que la edad de depositación de la Formación Tuminico, se deduce que esta muestra fue completamente reseteada. Además, en el modelo tiempo-temperatura (*cf.* Fig. 4D, en Fosdick *et al.*, 2015), es posible interpretar que las trazas presentes en la muestra SVF01 se habrían borrado por completo al sobrepasar la zona de anulado parcial AFT, creándose así nuevas trazas en su paso hacia superficie debido a un último evento de exhumación rápido (*e.g.*, Green *et al.*, 1989; Fig. 7.1).

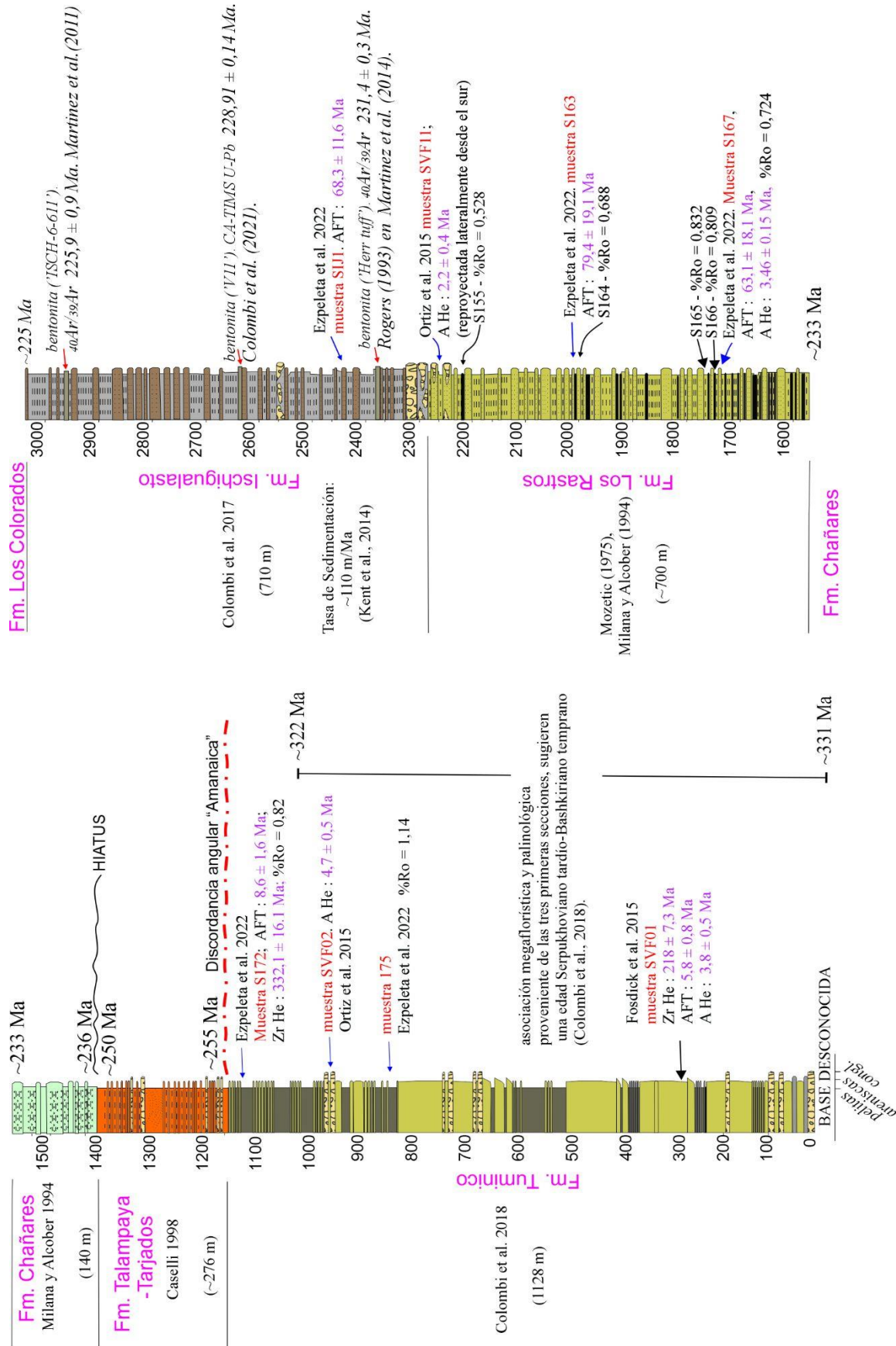


Fig. 7.15: Columna estratigráfica a lo largo tramo inferior de la Quebrada de Agua de la Peña. Véase ubicación en la figura 7.8. Esta columna muestra la posición estratigráfica de los datos geo-termocronológicos y de reflectancia de vitrinita publicados en la Sierra Morada, necesarios para analizar procesos de soterramiento, exhumación y alzamiento en ese sector.

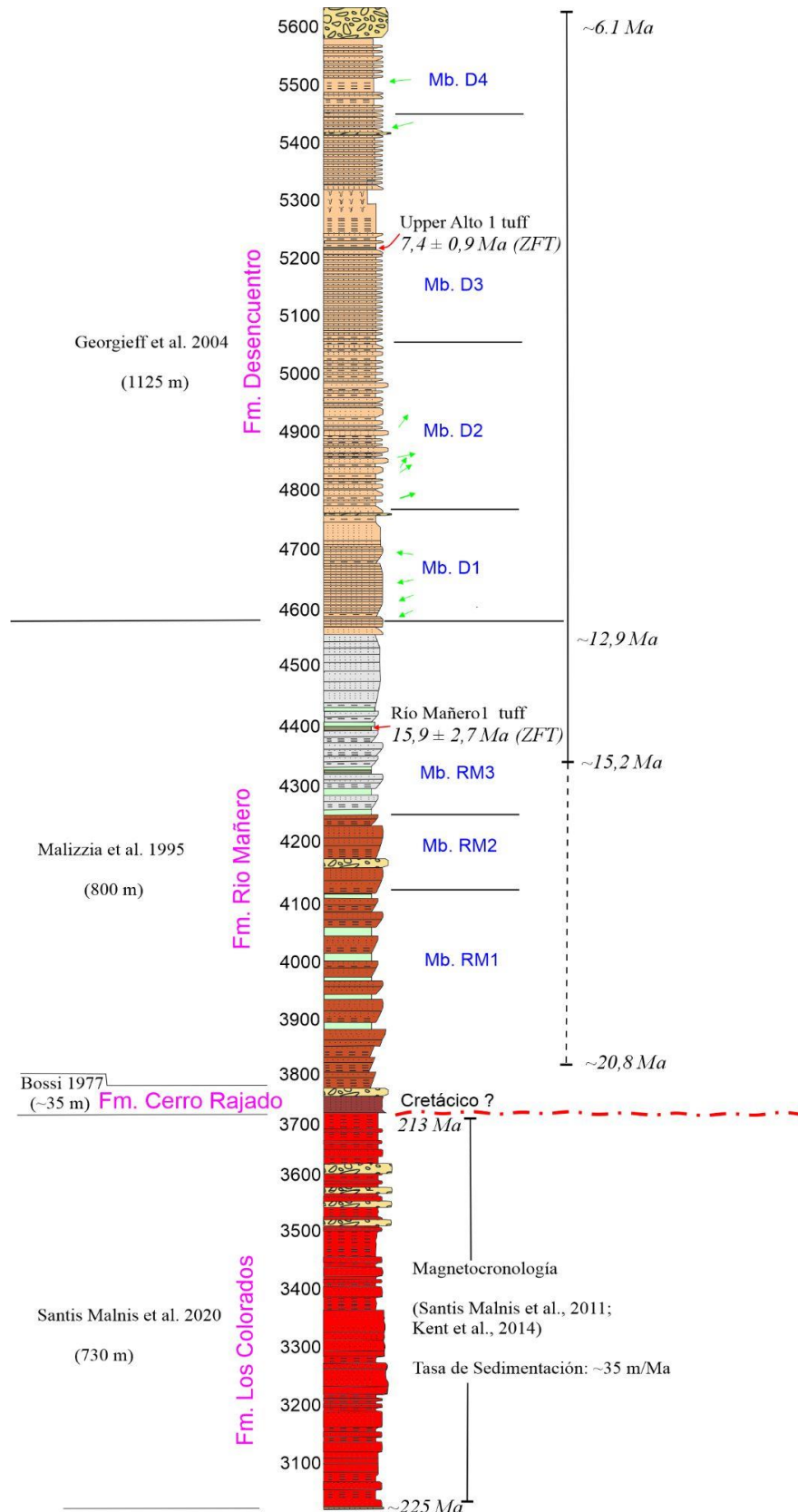


Fig. 7.15 (continuación página anterior): Columna estratigráfica a lo largo tramo superior de la Quebrada de Agua de la Peña-Campo de Talampaya. Véase ubicación en la figura 7.8. En este tramo de la columna, se muestran los datos geocronológicos publicados para las formaciones Los Colorados, Río Mañero y Desencuentro. Estos datos son necesarios para analizar procesos de soterramiento, exhumación y alzamiento en el sector austral de la cuenca.

Teniendo en consideración la ubicación geográfica de la muestra SVF01 de Fosdick *et al.*, (2015), Ezpeleta *et al.*, (2022) recolectaron cuatro muestras a lo largo de la quebrada del río Agua de La Peña (Fig. 7.8). Esta tarea fue realizada a través de una estrategia de muestreo del tipo perfil vertical, que permitió en esta tesis ubicar dichas muestras en el perfil estratigráfico de la figura 7.15.

Ezpeleta *et al.*, (2022), recolectaron la muestra **S172** aduciendo que esta muestra se encuentra en un nivel estratigráfico similar a la muestra SVF01 de Fosdick *et al.*, (2015). Sin embargo, de acuerdo a los datos de coordenadas de cada muestra, y al trabajo cartográfico, estratigráfico y sedimentológico de Colombi *et al.*, (2018), la muestra SVF-01 fue recolectada cerca de la base de la Formación Tuminico, mientras que la muestra S-172 fue recolectada cerca de su techo (Fig. 7.15). De esta manera, la muestra S-172 se encuentra a unos 50 metros por debajo de la discordancia “Amanaica”, y a unos 850 m por encima de la muestra SVF-01 (Fig. 7.14). Esta observación se considera sumamente necesaria y oportuna de mencionar, ya que tiene implicancias directas en la interpretación de las edades termocronológicas, y en la cuantificación del levantamiento y exhumación de la Sierra Morada mediante un perfil termocronológico vertical (véase apartado 7.7).

La muestra **S172** presenta una edad central de $8,6 \pm 1,6$ Ma (Fig. 7.16 A, tabla 7.1). La prueba $P(\chi^2)$, da un valor de $0.0\% < 5\%$, que, junto a la alta dispersión de datos, indica múltiples poblaciones de edades (Fig. 7.16 A). A partir de la reducción de datos mediante el *software* RadialPlotter (Fig. 7.16 A), se obtuvo una edad mínima de $5,6 \pm 1,1$ Ma y dos poblaciones de edades con picos de: $5,98 \pm 0,68$ Ma (mayoritaria), y $25 \pm 5,4$ Ma (minoritaria). En la muestra S172 se midieron 2 largos de trazas confinadas, con un valor promedio de $12,24 \mu\text{m}$ y un desvío estándar de $0,11 \mu\text{m}$ (tabla 7.1; Fig. 7.14 B). A pesar de la escasa cantidad de trazas confinadas, Ezpeleta *et al.*, (2022) interpretaron un reseteo completo para la muestra S172 mediante el modelado inverso tiempo-temperatura.

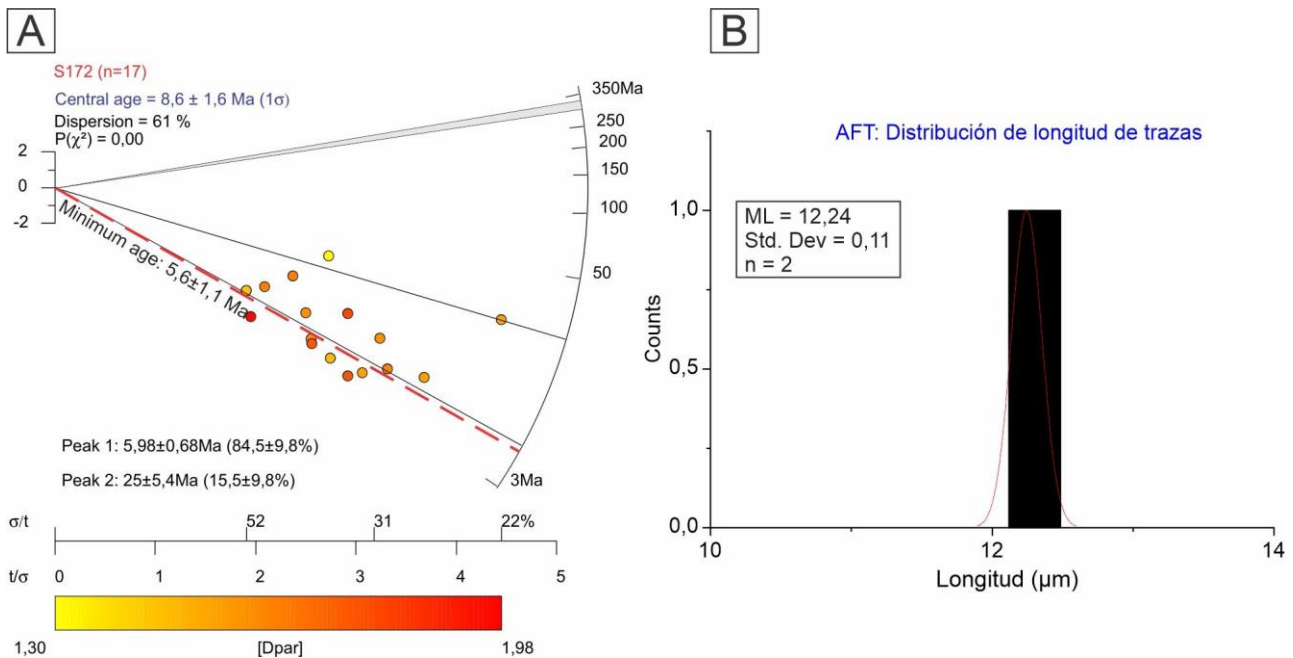


Fig. 7.16: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra S172. La banda gris representa la edad depositacional de la Formación Tuminico. Las líneas negras representan los picos de las diferentes poblaciones de edades identificadas. La línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra S172. Datos extraídos de Ezpeleta *et al.*, (2022).

En sección inferior a intermedia de la Formación Los Rastros (Carniano; ca. 233-230 Ma; Mancuso *et al.*, 2020), Ezpeleta *et al.*, (2022), recolectaron las muestras **S167** y **S163**, respectivamente (Figs. 7.8 y 7.15). La muestra 167, presenta una edad central de $63,1 \pm 18,1$ Ma (Fig. 7.17). La prueba $P(\chi^2)$, da un valor de $0.0\% < 5\%$, que, junto a la alta dispersión de datos, indica múltiples poblaciones de edades. A partir de la reducción de datos mediante el *software* RadialPlotter (Fig. 7.17), se obtuvo una edad mínima de $19,3 \pm 4,5$ Ma, y tres poblaciones de edades con picos de: $14,1 \pm 2,7$ Ma (minoritaria), $37,8 \pm 4,3$ Ma y $159 \pm 5,4$ Ma (en igual proporción).

En la muestra S167 no fueron medidos largos de trazas confinadas (tabla 7.1), probablemente debido a bajos contenidos de uranio observados en los diferentes granos individuales. A pesar de no disponer de datos de trazas confinadas, Ezpeleta *et al.*, (2022), interpretaron la muestra S167 como parcialmente reseteada, mediante el modelado termal y el análisis de la reflectancia de la vitrinita en los niveles carbonosos de la Formación Los Rastros.

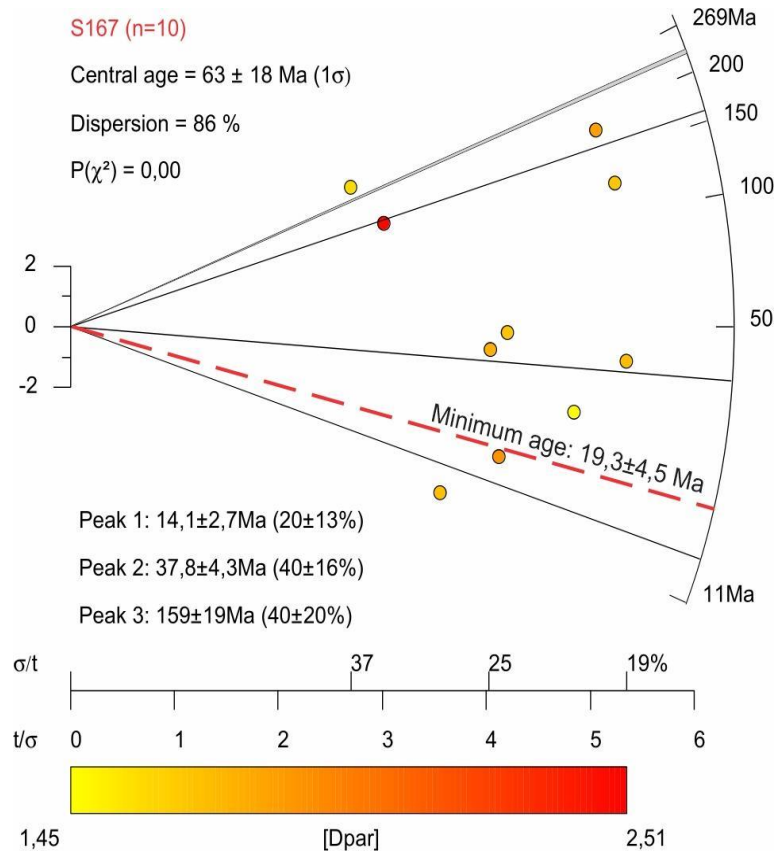


Fig. 7.17: Distribución radial de edades por grano para la muestra S167. Datos extraídos de Ezpeleta *et al.*, (2022). La banda gris representa la edad depositacional de la Formación Los Rastros. Las líneas negras representan los picos de las diferentes poblaciones de edades identificadas. La línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima.

La muestra S163, presenta una edad central de $79,4 \pm 19,1$ Ma (Fig. 7.18 A, tabla 7.1). La prueba $P(\chi^2)$, otorga un valor de $0.0\% < 5\%$, que, junto a la alta dispersión de datos, indica múltiples poblaciones de edades. A partir de la reducción de datos mediante el *software* RadialPlotter (Fig. 7.18 A), se obtuvo una edad mínima de 29 ± 12 Ma, y tres poblaciones de edades con picos de: $5,4 \pm 2$ Ma (minoritaria), $59,9 \pm 9,8$ Ma (intermedia) y 166 ± 29 Ma (mayoritaria). En la muestra S163 fueron medidas siete trazas confinadas con un valor de largo promedio de $12,52 \mu\text{m}$ y un desvío estándar de $1,4 \mu\text{m}$ (tabla 7.1, Fig. 7.18 B). Al igual que la muestra S167, y en consistencia con el largo de trazas confinadas promedio, Ezpeleta *et al.*, (2022) interpretaron la muestra S163 como parcialmente reseteada.

La cuarta muestra de Ezpeleta *et al.*, (2022), denominada **SIJ1** (Fig. 7.8) fue recolectada en la base de la Formación Ischigualasto (Fig. 7.14; Carniano; ca. 230-221 Ma; Martínez *et al.*, 2011; Desojo *et al.*, 2020; Irmis *et al.*, 2022). Esta muestra presenta una edad central de $68,3 \pm 11,6$ Ma obtenida en cuatro granos individuales (tabla 7.1). En la muestra SIJ1 no se midieron el largo de trazas confinadas en apatitas (tabla 7.1). De

acuerdo a los escasos granos individuales analizados y a la inconsistencia vertical de edades AFT entre las muestras antes mencionadas, se interpreta que la edad AFT de la muestra SIJ1 es de muy baja calidad, y es considerada descartable.

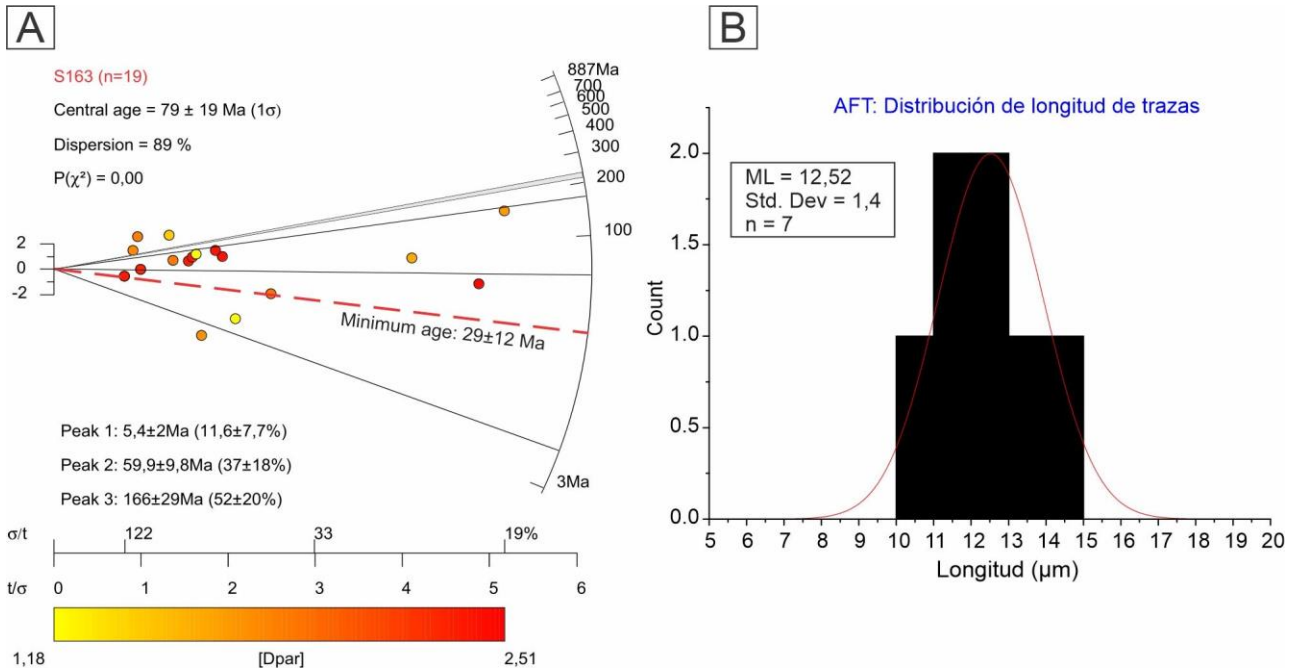


Fig. 7.18: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra S163. La banda gris representa la edad depositacional de la Formación Los Rastros. Las líneas negras representan los picos de las diferentes poblaciones de edades identificadas. La línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra S163. Datos extraídos de Ezpeleta *et al.*, (2022).

7.3.1.6 Sierra de Valle Fértil (sector norte)

En el basamento cristalino Ordovícico del extremo norte de la Sierra de Valle Fértil, Ortiz *et al.*, (2021) recolectaron tres muestras denominadas QF-01, QF-05, QF07 (Fig. 7.8). Estas muestras presentan edades centrales comprendidas aproximadamente entre los 72 y 96 Ma. Aunque, Ortiz *et al.*, (2021) no presentan gráficos de la distribución radial de edades de granos individuales, los datos suministrados de la prueba $P(\chi^2)$ muestran valores superiores al 5%, que indican una única población de edad para cada muestra. Los largos de trazas confinadas promedio varían entre los 10,5 y 9,6 μm con desvíos estándar de entre 1,87 y 1,99 μm (tabla 7.1).

A su vez, Ortiz *et al.*, (2021), recolectaron dos muestras en rocas sedimentarias, denominadas VFN-03 y VFN-07 (Fig. 7.8). De acuerdo a estos autores, estas muestras pertenecen a la Formación Ischigualasto. Sin embargo, de acuerdo a los mapas geológicos detallados sobre esta región (*e.g.*, Cardinali *et al.*, 1999), la muestra VFN-03 corresponde a la Formación Chañares (Triásico medio-tardío, ~236 - 233 Ma), mientras que la muestra

VFN-07 pertenece a la Formación Tuminico (Misisipiano-Pensilvaniano). Las edades centrales para las muestras VFN-03 y VFN-07 son de $35,2 \pm 3,81$ Ma y $15,6 \pm 1,67$ Ma, respectivamente. Los datos suministrados de la prueba $P(\chi^2)$ muestran valores superiores al 5%, que indican una única población de edad para cada muestra. Los largos de trazas confinadas solamente han sido cuantificados para la muestra VFN-07, con un valor de $9,15 \pm 1,91$ μm (tabla 7.1).

De todas las muestras antes mencionadas, Ortiz *et al.*, (2021) indican que solamente la muestra VFN-07 se encuentra completamente reseteada, mientras que las otras muestras presentan edades AFT no reseteadas a parcialmente reseteadas. Esto último es demostrado mediante los modelos termales inversos presentados por Ortiz *et al.*, (2021).

7.3.2 Análisis (U-Th-Sm) /He en apatitas y circones

De acuerdo a la tabla 7.2, hasta la fecha quince muestras fueron analizadas por el método de (U-Th-Sm) /He en apatitas y circones utilizando diferentes procedimientos de laboratorio descritos en detalle en Fosdick *et al.*, (2015), Ortiz *et al.*, (2015; 2021), Ezpeleta *et al.*, (2022), y Mackaman-Lofland *et al.*, (2022). Al menos entre dos y seis alícuotas fueron analizadas por muestra. Las edades individuales fueron calculadas utilizando correcciones por eyección alfa y correcciones FT que asumen una distribución homogénea de U y Th (*e.g.*, Farley *et al.*, 1996; Farley, 2002). Las incertezas de las edades reportadas por los autores antes citados, es de 1σ , tanto para las edades no corregidas y corregidas por eyección alfa (Tabla 7.2).

Un punto importante a considerar en la aplicación del termocronómetro (U-Th-Sm) /He en apatitas y circones, es la incertidumbre y la reproducibilidad en los resultados de las dataciones (Reiners *et al.*, 2017 y referencias allí citadas). Es bastante común que las edades de (U-Th-Sm) /He en alícuotas de una misma muestra de roca presenten un amplio rango de edades. Varios factores pueden ser los responsables de la incertidumbre y la no reproducibilidad de edades. Entre ellos se destacan los procedimientos de laboratorio empleados, la concentración de uranio efectivo (eU) dentro del cristal, el tamaño del grano, expresado mediante el radio efectivo (ERS), y el daño por radiación (Fitzgerald *et al.*, 2006; Shuster *et al.*, 2006; Flowers *et al.*, 2009; Reiners *et al.*, 2017 y referencias allí citadas). Particularmente, uno de los factores más estudiados, que puede explicar la dispersión de las edades es la concentración de uranio efectivo (eU) dentro del cristal (tabla 7.2). Así, mientras mayor es la concentración de uranio efectivo, mayor será la cantidad de isótopos hijos (^4He), y por lo tanto mayor será la edad ZrHe y AHe obtenida. El otro factor

comúnmente analizado es el tamaño del grano. Así, mientras mayor sea el tamaño de grano, menor suele ser la pérdida fraccional de isótopos hijos (^4He), y por lo tanto mayor será la edad ZrHe y AHe obtenida. Sin embargo, incluso considerando estos factores, la dispersión de los resultados de las dataciones (U-Th-Sm) /He suele ser a menudo muy difícil de comprender. En algunos casos, por ejemplo, las edades (U-Th-Sm) /He en apatitas pueden ser significativamente mayores que las edades de obtenidas por el método de trazas de fisión en la misma muestra (e.g., Green *et al.*, 2006).

En una primera etapa, el análisis de la dispersión de las edades fue realizada mediante la determinación de edades media ponderadas, sus errores asociados y la desviación media cuadrática ponderada (MSWD, por sus siglas en inglés). Esto, fue realizado solamente con los datos de Ezpeleta *et al.*, (2022), los cuales carecen de las determinaciones antes mencionadas. Para ello se utilizó el *software* IsoplotR (Vermeesch, 2018), adaptado en el lenguaje de programación R, el cual permite obtener a partir de una cierta cantidad de alícuotas, su edad media, como así también el valor de MSWD. Con el valor de MSWD es posible evaluar la homogeneidad de las edades, estableciéndose que cuando MSWD es $\gg 1$, las edades están sobredispersas con respecto a las incertidumbres analíticas establecidas (± 2 error standard de la edad media). Además, el mismo análisis puede realizarse con el valor p de la prueba (χ^2), estableciéndose que cuando $p \ll 0.05$ las edades están sobredispersas con respecto a las incertidumbres analíticas establecidas (± 2 error standard de la edad media).

En una segunda etapa, y con la finalidad de descartar o establecer las posibles correlaciones positivas entre la concentración de eU, el tamaño del grano, y las edades (U-Th-Sm) /He, estas variables fueron graficadas teniendo en cuenta los datos de la tabla 7.2 (Figs. 7.19A-B, 7.20A-B, 7.21A-B, 7.22A-B, y 7.23A-B).

Tabla 7.2: Antecedentes de datos Termocronológicos en los sistemas A He y Zr He																					
AUTORES	Muestra	Grano	mineral	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Unidad Geológica	"ESR" (µm)	U (ppm)	Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	"eU" (ppm)	Th/238U	He (nmol/g)	Ft	Edad sin corregir (Ma)	STD error (Ma)	Ft Edad Corregida a, Ma	STD corregida error (Ma)	Edad media (Ma)	
Ezpeleta et al. 2022	N150	N150-1	apatita					42,35	0,80	0,80	0,12	0,67	1,03	36,01	0,65	5013,84	158,92	7737,41	245,25		
		N150-2	apatita					44,77	21,39	66,93	36,23	21,09	3,23	0,24	0,66	2,07	0,17	3,15	0,26		
		N150-3	apatita	-29,678550	-68,281500	988	Fm. Quebrada	38,47	10,24	54,45	28,71	13,33	13,33	5,50	0,12	0,61	1,69	0,40	2,77	0,65	2,63±0,17
		N150-4	apatita					34,46	8,35	35,89	59,64	9,51	4,44	0,30	0,56	5,59	1,08	10,03	1,95		
		N150-5	apatita					52,42	7,29	30,63	24,93	11,98	4,34	0,09	0,72	1,37	0,18	1,90	0,26		
	N148	N148-1	apatita					28,63	5,55	36,44	9,80	11,67	6,78	0,21	0,50	3,33	0,94	6,68	1,87		
		N148-2	apatita					63,04	18,34	74,32	59,25	29,61	4,19	5,37	0,76	32,96	0,63	43,65	0,83		
		N148-3	apatita	-29,68940	-68,29105	980	Fm. Los Colorados	51,09	10,29	14,46	2,46	11,32	1,45	1,53	0,71	24,96	0,76	35,11	1,07	24,34±0,16	
		N148-4	apatita					40,01	14,10	26,07	30,81	13,57	1,91	0,51	0,67	6,85	0,57	10,24	0,85		
		N148-5	apatita					38,27	24,87	86,33	47,20	37,35	3,59	1,72	0,62	8,41	0,32	13,60	0,53		
	N145	N145-1	apatita					47,72	3,22	12,31	17,04	5,06	5,06	3,95	0,08	0,69	2,82	0,38	4,06	0,55	
		N145-2	apatita					107,46	2,13	16,86	18,95	5,00	8,09	0,23	0,89	8,11	0,25	9,15	0,28		
		N145-3	apatita	-29,70285	-68,29627	960	Fm. Los Colorados	57,82	3,85	17,05	33,33	6,50	4,58	0,54	0,74	14,71	0,66	19,91	0,90	13,69±0,08	
		N145-4	apatita					63,01	1,69	17,55	24,34	4,81	10,71	0,14	0,76	5,02	0,37	6,63	0,49		
		N145-5	apatita					68,10	9,91	32,04	45,44	11,35	3,34	0,95	0,78	15,10	0,21	19,49	0,27		
S172	N172-1	zircon					63,15	-	-	-	-	-	-	0,00	0,69	-	-	-	-		
	N172-2	zircon					55,12	-	-	-	-	-	-	0,00	0,64	-	-	-	-	325,4±1,3	
	N172-3	zircon	-30,13568	-68,02661	955	Fm. Tuminico	56,53	43,99	14,12	0,06	47,31	0,33	56,42	0,62	221,96	2,86	355,70	4,59			
	N172-4	zircon					51,32	40,10	31,58	0,17	47,52	0,81	50,33	0,62	191,33	3,10	310,09	5,02			
S167	S167_a1	apatita					47,29	10,01	44,30	21,95	20,42	4,57	0,25	0,72	2,24	0,22	3,09	0,31			
	S167_a2	apatita					53,59	0,83	30,10	11,34	7,90	37,50	0,12	0,73	2,80	0,37	3,82	0,50	3,46±0,06		
	S167_a3	apatita	-30,14756	-67,97442	1485	Fm. Los Raastros	58,15	21,09	86,82	33,13	41,50	4,25	1,36	0,77	5,99	0,23	7,80	0,30			
	S167_a4	apatita					60,93	7,53	114,03	18,47	34,33	15,65	0,51	0,79	2,74	0,16	3,48	0,21			
N051	N-051_a1	apatita					83,72	65,98	161,97	36,56	104,04	2,54	1,86	0,84	3,29	0,08	3,94	0,09			
	N-051_a2	apatita					56,60	19,05	173,00	23,89	59,70	9,39	0,62	0,77	1,91	0,09	2,49	0,12	3,15±0,018		
	N-051_a3	apatita	-29,53323	-68,40243	1240	Fm. Guandacol	90,37	1,41	104,25	13,88	25,91	76,43	0,29	0,83	2,02	0,10	2,45	0,12			
	N-051_a4	apatita					59,10	13,02	140,79	13,07	46,10	11,17	0,46	0,77	1,84	0,09	2,40	0,12			

Tabla 7.2: Recopilación de datos termocronológicos AHe y ZrHe de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y sectores aledaños. ERS (radio efectivo); eU (concentración efectiva de uranio); Ft (fracción de partículas alpha retenidas). La edad media en color rojo representa las edades medias ponderadas calculadas con el software IsoplotR.

CONTINUACIÓN Tabla 7.2: Antecedentes de datos Termocronológicos en los sistemas A He y Zr He																					
AUTORES	Muestra	Grano	mineral	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Unidad Geológica	"ESR" (μm)	U (ppm)	Th (ppm)	^{147}Sm (ppm)	"eU" (ppm)	Th/ ^{238}U	He (nmol/g)	Ft	Edad sin corregir (Ma)	STD error (Ma)	Ft Edad Corregida, Ma	STD corregido a error (Ma)	Edad media (Ma)	
Mackaman-Lofland et al. (2022)	MAZ02	MAZ02-1	apatita				Fm Guandacol	37,2	25,1	18,7	93,3	29,8	0,7	0,6	0,61	3,52	0,21	5,8	0,35		
		MAZ02-2	apatita					44,5	36,2	13,4	139,1	40,0	0,4	0,9	0,67	4,34	0,26	6,4	0,39		
		MAZ02-3	apatita	-29,474383	-68,499907	1175		50,1	11,1	10,8	92,7	14,0	0,3	0,3	0,70	3,97	0,24	5,7	0,34		6,44 \pm 0,80
		MAZ02-4	apatita					54,2	22,6	9,7	162,7	25,6	0,4	0,6	0,73	4,46	0,27	6,1	0,37		
		MAZ02-5	apatita					32,0	6,2	9,2	34,0	8,5	0,2	0,2	0,55	4,30	0,26	7,9	0,47		
		MAZ02-6	apatita					48,5	62,3	15,0	98,3	66,2	0,2	1,7	0,70	4,70	0,28	6,7	0,40		
	MAZ05	MAZ05-1	apatita				Fm Guandacol	59,6	23,5	78,8	188,1	42,6	3,3	0,8	0,73	3,48	0,21	4,7	0,28		
		MAZ05-2	apatita					51,8	12,3	49,5	123,6	24,3	4,0	0,5	0,70	3,98	0,24	5,7	0,34		
		MAZ05-3	apatita	-29,486891	-68,495583	1075		40,8	26,6	43,6	119,9	37,2	1,6	0,8	0,63	4,14	0,25	6,6	0,39		6,43 \pm 1,41
		MAZ05-4	apatita					44,7	17,7	12,1	84,3	20,9	0,7	0,7	0,67	5,98	0,36	8,9	0,54		
		MAZ05-5	apatita					36,3	32,6	47,1	80,4	43,8	1,4	1,0	0,59	3,98	0,24	6,7	0,40		
		MAZ05-6	apatita					35,4	19,6	104,9	554,3	46,5	5,3	0,9	0,57	3,38	0,20	5,9	0,35		
	MAZ07	MAZ07-1	apatita				Fm Patquia	42,4	11,8	44,1	237,4	23,2	3,7	1,8	0,64	13,55	0,81	21,3	1,28		
		MAZ07-2	apatita					44,3	1,9	14,5	91,9	5,7	7,6	0,1	0,65	3,54	0,21	5,5	0,33		
		MAZ07-3	apatita	-29,519173	-68,472376	1050		53,7	3,0	10,0	49,2	5,6	3,4	0,4	0,71	14,34	0,86	20,3	1,22		5,69 \pm 1,30
		MAZ07-4	apatita					41,0	4,8	36,8	305,0	14,8	7,7	0,3	0,62	3,17	0,19	5,1	0,31		
		MAZ07-5	apatita					46,2	1,2	3,7	58,6	2,3	3,2	0,1	0,66	5,03	0,30	7,6	0,45		
		MAZ07-6	apatita					46,5	5,9	23,2	168,4	12,0	3,9	0,2	0,67	3,06	0,18	4,6	0,28		

Tabla 7.2 continuación página anterior: Recopilación de datos termocronológicos AHe y ZrHe de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y sectores aledaños. ERS (radio efectivo); eU (concentración efectiva de uranio); Ft (fracción de partículas alpha retenidas).

CONTINUACIÓN Tabla 7.2: Antecedentes de datos Termocronológicos en los sistemas A He y Zr He															
VFN-03	Ap-1	apatita	44,66	5,88	23,14	156,90	11,32	?	0,82	0,68	13,33	0,95	19,60	1,40	
	Ap-2	apatita	56,49	2,61	20,12	136,24	7,34	?	0,61	0,75	15,41	1,05	20,54	1,40	
	Ap-3	apatita	60,39	7,14	1,30	192,21	7,45	?	0,08	0,76	2,04	0,23	2,69	0,30	
	Ap-4	apatita	52,96	15,09	54,96	167,56	28,01	?	3,71	0,73	24,77	0,88	33,93	1,20	
	Ap-5	apatita	58,11	2,18	10,23	138,05	4,58	?	0,45	0,75	17,66	1,20	23,54	1,60	
VFN-07	Ap-1	apatita	35,88	21,41	11,13	127,87	24,0256	?	0,36	0,62	2,8272	0,248	4,56	0,4	
	Ap-2	apatita	33,91	38,91	9,94	370,76	41,2459	?	0,55	0,6	2,454	0,36	4,09	0,6	
	Ap-3	apatita	35,58	47,45	60,84	225,43	61,7474	?	1,66	0,61	4,9898	0,244	8,18	0,4	
	Ap-4	apatita	42,77	63,14	14,87	220,48	66,6345	?	2,54	0,67	7,035	0,335	10,5	0,5	
	Ap-5	apatita	42,22	6,84	17,54	68,35	10,7619	?	0,2	0,67	3,4438	0,335	5,14	0,5	
QF-01	Ap-1	apatita	92,31	6,82	21,07	77,82	11,7715	?	0,38	0,84	5,9976	0,168	7,14	0,2	
	Ap-2	apatita	47,37	9,58	25,22	128,55	15,5067	?	0,32	0,7	3,822	0,63	5,46	0,9	
	Ap-3	apatita	61,99	8,31	21,28	111,54	13,3108	?	0,35	0,77	4,9511	0,231	6,43	0,3	
	Ap-4	apatita	53,97	13,47	43,65	128,53	23,7278	?	0,79	0,73	6,2123	0,292	8,51	0,4	
	Ap-5	apatita	50,24	8,68	21,52	115,19	13,7372	?	0,39	0,72	5,2632	0,576	7,31	0,8	
QF-05	Ap-1	apatita	49,3	17	28,46	389,91	23,6881	?	1,96	0,71	15,1159	0,568	21,29	0,8	
	Ap-2	apatita	38,01	14,67	31,75	349,07	22,1313	?	0,29	0,64	2,4576	0,256	3,84	0,4	
	Ap-3	apatita	44,75	21,3	38,38	417,22	30,3193	?	0,67	0,68	4,0256	0,408	5,92	0,6	
	Ap-4	apatita	38,05	19,04	12,28	353,95	21,9258	?	0,18	0,64	1,5424	0,192	2,41	0,3	
	Ap-5	apatita	45,99	16,87	37,58	472,46	25,7013	?	1,08	0,69	7,6314	0,345	11,06	0,5	
QF-07	Ap-1	apatita	62,62	23,35	62,4	266,62	38,014	?	2,23	0,77	4,158	0,308	5,4	0,4	
	Ap-2	apatita	63,07	43,43	100,48	365,47	67,0428	?	3,98	0,77	6,776	0,308	8,8	0,4	
	Ap-3	apatita	51,49	25,65	82,84	330,83	45,1174	?	2,02	0,72	4,896	0,288	6,8	0,4	
	Ap-4	apatita	45,58	41,8	76,59	377,51	59,7987	?	3,44	0,69	7,452	0,414	10,8	0,6	
12-SVF-02	Ap-1	apatita	35,3	13,79	7,7	52,2	15,5995	0,558	0,15	0,61	1,769	0,122	2,9	0,2	
	Ap-4	apatita	32,8	169,42	246,96	180	227,456	1,458	3,78	0,59	3,196	0,059	5,4	0,1	
	Ap-2	apatita	55,3	1,32	6,3	4,3	2,8005	4,778	0,02	0,74	1,628	0,148	2,2	0,2	
	Ap-3	apatita	36,8	10,73	35,55	66,3	19,0843	3,314	0,14	0,63	1,386	0,063	2,2	0,1	
SVF-01	Ap-1	apatita	39	22,3	12,9	117	25,3315	0,595	0,5	0,64	3,584	0,256	5,6	0,4	
	Ap-2	apatita	48,8	28,6	111,5	185,1	54,8025	3,995	1	0,71	3,337	0,213	4,7	0,3	
	Ap-3	apatita	46,9	43,7	9,9	135	46,0265	0,232	1	0,7	3,99	0,7	5,7	1	
	Ap-4	apatita	51,7	22,7	4,4	41,9	23,734	0,198	0,3	0,75	2,475	0,15	3,3	0,2	
SVF-01	Zr-1	zircon	27,2	654	137,4	-	686,289	0,216	686,3	0,63	163,359	2,394	259,3	3,8	
	Zr-2	zircon	28	154,8	117,1	-	182,319	0,776	182,3	0,64	126,272	1,728	197,3	2,7	
	Zr-3	zircon	39,4	323,2	166	-	362,21	0,527	362,2	0,73	159,943	2,263	219,1	3,1	

Tabla 7.2 continuación página anterior: Recopilación de datos termocronológicos AHe y ZrHe de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y sectores aledaños. ERS (radio efectivo); eU (concentración efectiva de uranio); Ft (fracción de partículas alpha retenidas). La edad media en color azul representa las edades medias aritméticas calculadas o recalculadas a partir de los datos publicados.

Finalmente, luego de analizar la influencia de los factores antes mencionados, promotores de la variación de edades “inter muestra”, en este apartado se considera que una muestra puede estar reseteada si las edades de las diferentes alícuotas están estadísticamente agrupadas, y son más jóvenes que la edad depositacional o de cristalización de la roca. En este caso se interpreta que la muestra o roca fue exhumada desde una temperatura superior a la temperatura de cierre de la PRZ (70-80°C en AHe; Fig.7.1B; 220-240°C en ZrHe). Por lo contrario, una muestra es considerada parcialmente reseteada si las alícuotas presentan edades potencialmente más jóvenes y mayores que la edad depositacional o de cristalización de la roca. En este caso se interpreta que la muestra o roca fue exhumada desde un rango de temperaturas correspondiente a la PRZ (40-80°C en AHe; Fig.7.1B; 150-240°C en ZrHe). Por último, las muestras o rocas que no fueron reseteadas, son aquellas que presentan alícuotas con edades mayores o iguales a la edad depositacional o de cristalización de la roca. En este caso se interpreta que la muestra o roca fue exhumada desde una temperatura inferior a la temperatura mínima de la PRZ (40 °C en AHe; Fig.7.1B; 150-160°C en ZrHe).

7.3.2.1 Edades (U-Th-Sm) /He en circones (ZrHe) en la Sierra Morada

En la Formación Tuminico (Sepurkhoviano - Bashkiriano; ca. 326-312 Ma; Colombi *et al.*, 2018), dos muestras fueron analizadas por el método (U-Th-Sm) /He en circones (tabla 7.2). Estas muestras fueron denominadas como SVF-01 (Fosdick *et al.*, 2015), y S-172 (Ezpeleta *et al.*, 2022), las cuales ya fueron mencionadas en el apartado anterior, debido a que las mismas fueron también analizadas por el método de trazas de fisión en apatitas (AFT).

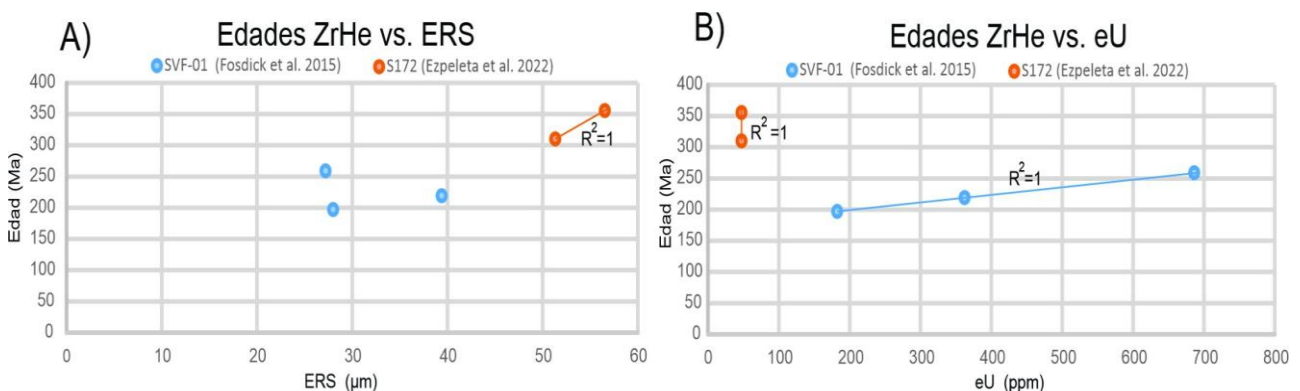


Fig. 7.19: A) Gráfico Edad ZrHe vs. tamaño del cristal (ERS). B) Gráfico Edad ZrHe vs. Uranio efectivo (eU). Datos tomados de Fosdick *et al.*, (2015) y Ezpeleta *et al.*, (2022). En estos gráficos solamente fueron graficadas las tendencias lineales donde se observa una correlación positiva entre las variables de acuerdo al coeficiente de Pearson.

La muestra SVF-01 de Fosdick *et al.*, (2015) presenta tres alícuotas con edades de entre 259 y 197 (Pérmico tardío - Jurásico Inferior), que otorgan una edad media de $218,6 \pm 7,3$ (tabla 7.2). Estadísticamente estas edades son muy dispersas, lo cual puede ser atribuido a la fuerte correlación positiva entre edades y concentración efectiva de uranio (Fig. 7.19B).

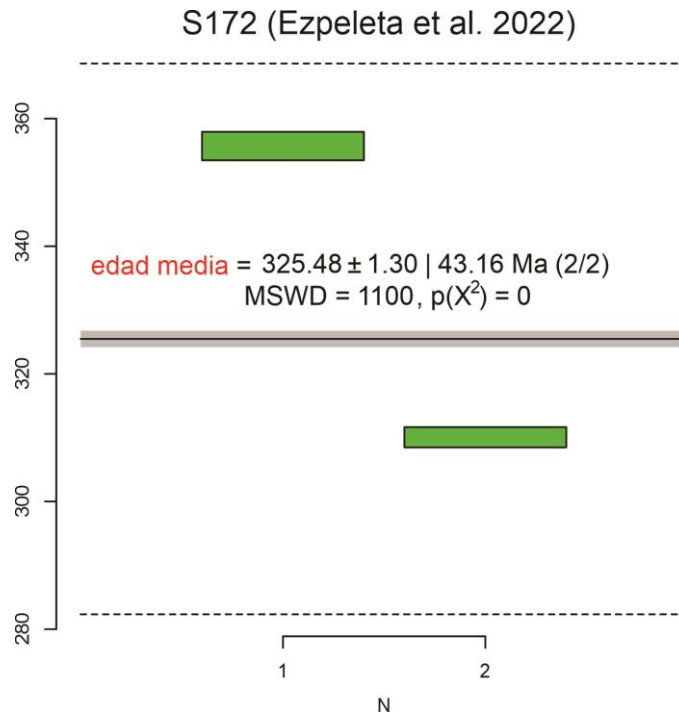


Fig. 7.20: Gráfico de edades (U-Th) /He en circones y edad media ponderada de la muestra S172 (Ezpeleta *et al.*, 2022). La banda gris representa el rango ± 2 error standard de la edad media.

La muestra S-172 de Ezpeleta *et al.*, (2022), presenta dos alícuotas con edades de 355 y 310 Ma (Misisípico Inferior - Pensilvánico Medio), que otorgan una edad media de $325,4 \pm 1,30$ (Fig.7.20). De acuerdo al valor MSWD (Fig. 7.20), estas edades presentan elevada dispersión, la cual puede ser explicada por la correlación positiva entre las edades, el tamaño de grano y la concentración efectiva de uranio (Fig. 7.18A-B). Sin embargo, esta correlación debe ser analizada con cautela debido a la escasa cantidad de alícuotas analizadas.

Teniendo en cuenta la edad de depositación de la Formación Tuminico, y debido a que la muestra SVF-01 se encuentra a unos 600 m por debajo de un nivel carbonoso con un valor de %Ro de 1,14 (Ezpeleta *et al.*, 2022; Fig. 7.15), se infiere que la muestra SVF-01 habría alcanzado durante el soterramiento un rango de temperaturas entre los ~ 150 - 220°C , correspondientes a la Zona de Retención Parcial del sistema ZrHe. De esta manera, la muestra SVF-01 puede considerarse como parcialmente reseteada, es decir que la misma fue exhumada y enfriada desde la Zona de Retención Parcial, probablemente a partir del Jurásico Inferior. A su vez, la correlación positiva entre las edades y concentración

efectiva de uranio de las alícuotas (Fig. 7.19B), sugiere que el enfriamiento fue lento. Con respecto a la muestra S-172, esta puede considerarse como no reseteada, debido a que presenta una edad media coincidente con la edad estratigráfica propuesta para la Formación Tuminico, además de presentar alícuotas con edades mayores o iguales a la edad estratigráfica de dicha unidad. Además, y considerando que la muestra S172 se encuentra a unos 850 m por encima de la muestra SVF-01 (Fig. 7.14), es factible suponer que la muestras S172 habría alcanzado una temperatura máxima de soterramiento, inferior a la experimentada por la muestra SVF-01, es decir inferior a la temperatura mínima de la Zona de Retención Parcial del sistema ZrHe (150-160°C en ZrHe). Esta propuesta es congruente con los datos de %Ro presentados por Ezpeleta *et al.*, (2022), y con la estimación de paleotemperaturas máximas de soterramiento, presentadas en el apartado 7.3.3.

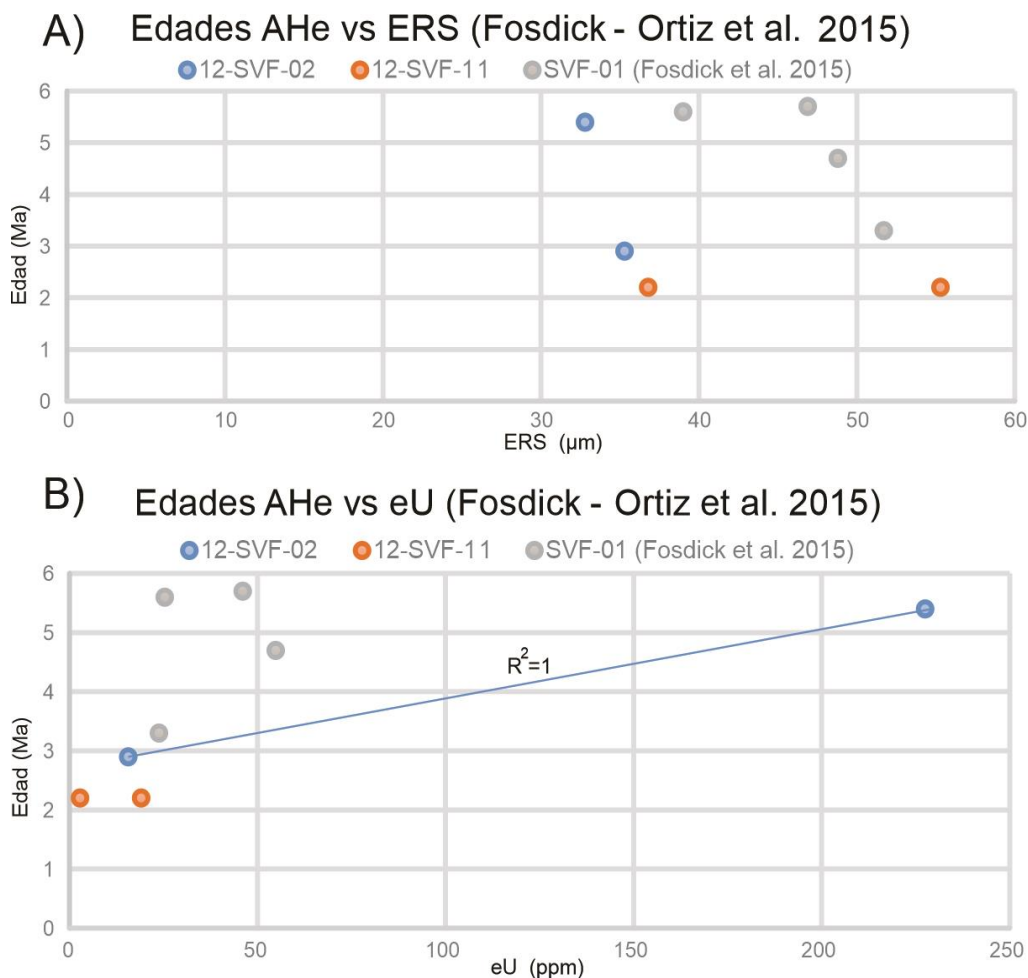


Fig. 7.21: A) Gráficos Edad AHe vs. tamaño del cristal (ERS). B) Gráfico Edad AHe vs. Uranio efectivo (eU). Datos tomados de Fosdick *et al.*, (2015) y Ortiz *et al.*, (2015). En estos gráficos solamente fueron graficadas las tendencias lineales donde se observa una correlación positiva entre las variables de acuerdo al coeficiente de Pearson.

7.3.2.2 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en la Sierra Morada

En la Formación Tuminico, y sobre la ya mencionada muestra SVF-01 cercana a los términos inferiores de la unidad (Figs. 7.8 y 7.15), Fosdick *et al.*, (2015) obtuvieron cuatro alícuotas de apatitas con edades de entre 3,3 y 5,7 Ma, que otorgan una edad media de $3,8 \pm 0,5$ (tabla 7.2). Estas alícuotas no presentan una correlación positiva entre edades, tamaño de grano y concentración efectiva de uranio (7.21 A-B). Esto sugiere que el daño por radiación no fue lo suficientemente intenso, lo cual es consistente con la escasa dispersión de edades que presenta la muestra SVF-01.

Por su parte, Ortiz *et al.*, (2015) recolectaron la muestra 12-SVF-02 en los términos superiores de la Formación Tuminico, es decir a unos 750 m por encima de la muestra SVF-01 (Fig. 7.15). En la muestra 12-SVF-02 fueron analizadas dos alícuotas con edades de entre 2,9 y 5,5 Ma, que otorgan una edad media de $4,7 \pm 0,5$ (tabla 7.2). Las edades de estas alícuotas no presentan correlación positiva con respecto al tamaño de grano y concentración efectiva de uranio (7.21 A-B). Sin embargo, esta correlación debe ser analizada con cautela debido a la escasa cantidad de alícuotas analizadas.

Considerando la edad de depositación de la Formación Tuminico, las edades AFT y ZrHe en la muestra SVF-01, y la escasa dispersión de las edades en las alícuotas, resulta evidente que las muestras SVF-01 y 12-SVF-02 han sido completamente reseteadas para el sistema (U-Th-Sm) /He en apatitas. Esto último, también es demostrado en los diferentes modelos inversos termales presentados por Fosdick *et al.*, (2015) y Ortiz *et al.*, (2015).

En la Formación Los Rastros (Carniano; ca. 233-230 Ma; Mancuso *et al.*, 2020), dos muestras (12-SVF-11 y S-167), fueron analizadas por Ortiz *et al.*, (2015), y Ezpeleta *et al.*, (2022), respectivamente (Figs. 7.8 y 7.15). La muestra denominada 12-SVF-11, fue extraída cerca del tope de la Formación Los Rastros. Es oportuno mencionar que Ortiz *et al.*, (2015) asignaron la muestra 12-SVF-11 a la Formación Ischigualasto. Sin embargo, de acuerdo a los datos de coordenadas geográficas presentadas por estos autores, y de acuerdo a la cartografía geológica sobre el sector muestreado (e.g., Cardinali *et al.*, 1999), resulta evidente que la muestra 12-SVF-11 pertenece a la Formación Los Rastros. La muestra 12-SVF-11, presenta dos alícuotas con edades de 2,2 Ma, que otorgan una edad media de $2,2 \pm 0,4$ Ma (tabla 7.2). Las edades de estas alícuotas no presentan una correlación positiva con respecto al tamaño de grano y concentración efectiva de uranio (7.21 A-B). Sin embargo, esta correlación debe ser analizada con cautela debido a la escasa cantidad de alícuotas analizadas.

Con respecto a la muestra S-167, la misma fue extraída en la sección inferior de la Formación Los Rastros (Figs. 7.8 y 7.15). Esta muestra presenta cuatro alícuotas con edades de entre 3 a 7 Ma (tabla 7.2). A partir de la reducción de datos mediante IsoplotR (Fig. 7.21), se obtuvo una edad media de $3,4 \pm 0,06$ Ma, luego que el análisis estadístico descartó en el cómputo la alícuota número tres (tabla 7.2). La exclusión de esta alícuota se debe a que su edad se encuentra por fuera del rango ± 2 error standard de todas las edades de las alícuotas (0,263 Ma; Fig. 7.22).

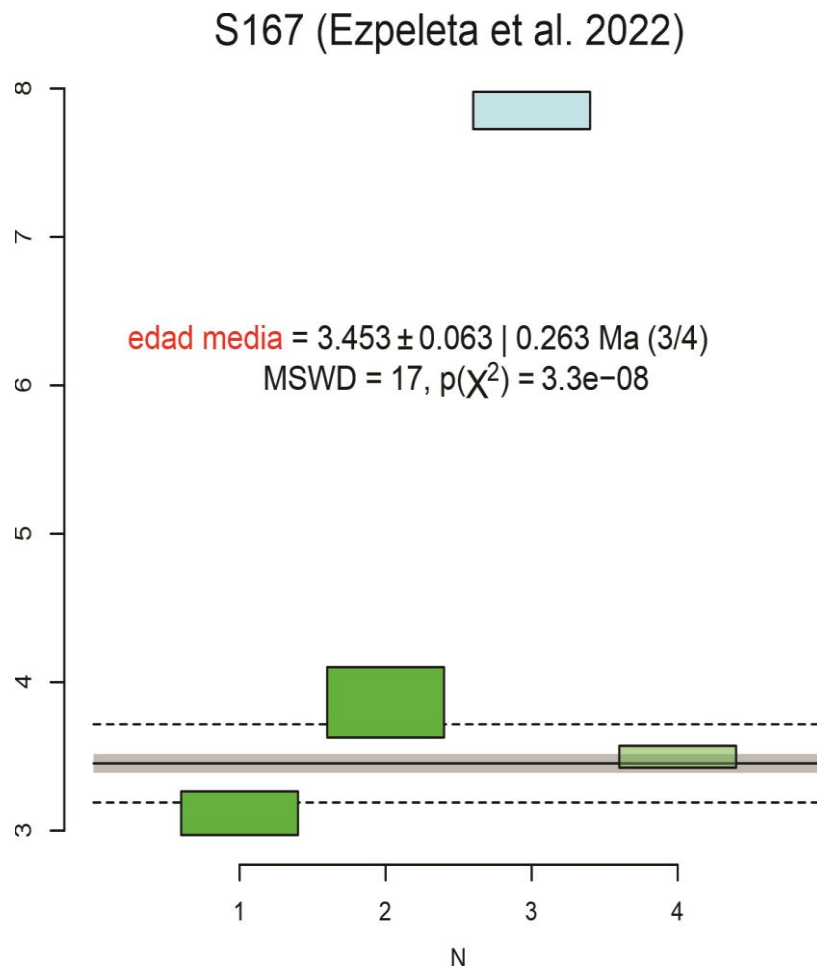


Fig. 7.22: Gráfico de edades (U-Th) /He en apatitas y edad media ponderada de la muestra S167 (Ezpeleta *et al.*, 2022). La banda gris representa el rango ± 2 error standard de la edad media. La alícuota excluida en el cálculo de la edad media está representada por el rectángulo de color celeste.

Las edades de las alícuotas de la muestra S167 no muestran una correlación positiva con el tamaño de grano (7.23 A). Sin embargo, se observa una correlación positiva moderada con respecto a la concentración efectiva de uranio (7.23 B), que permite explicar la edad antigua del alícuota número tres debido a su elevada concentración efectiva de uranio (tabla 7.2).

De acuerdo a la edad de depositación de la Formación Los Rastros, y a la escasa dispersión de edades en las muestras 12-SVF-11 y S167, se deduce que estas muestras

están completamente reseteadas. En este caso se interpreta que estas muestras fueron exhumadas desde una temperatura superior a la temperatura de cierre de la PRZ (70-80°C). Esto último, es demostrado en los modelos inversos termales presentados por Ortiz *et al.*, (2015), y Ezpeleta *et al.*, (2022).

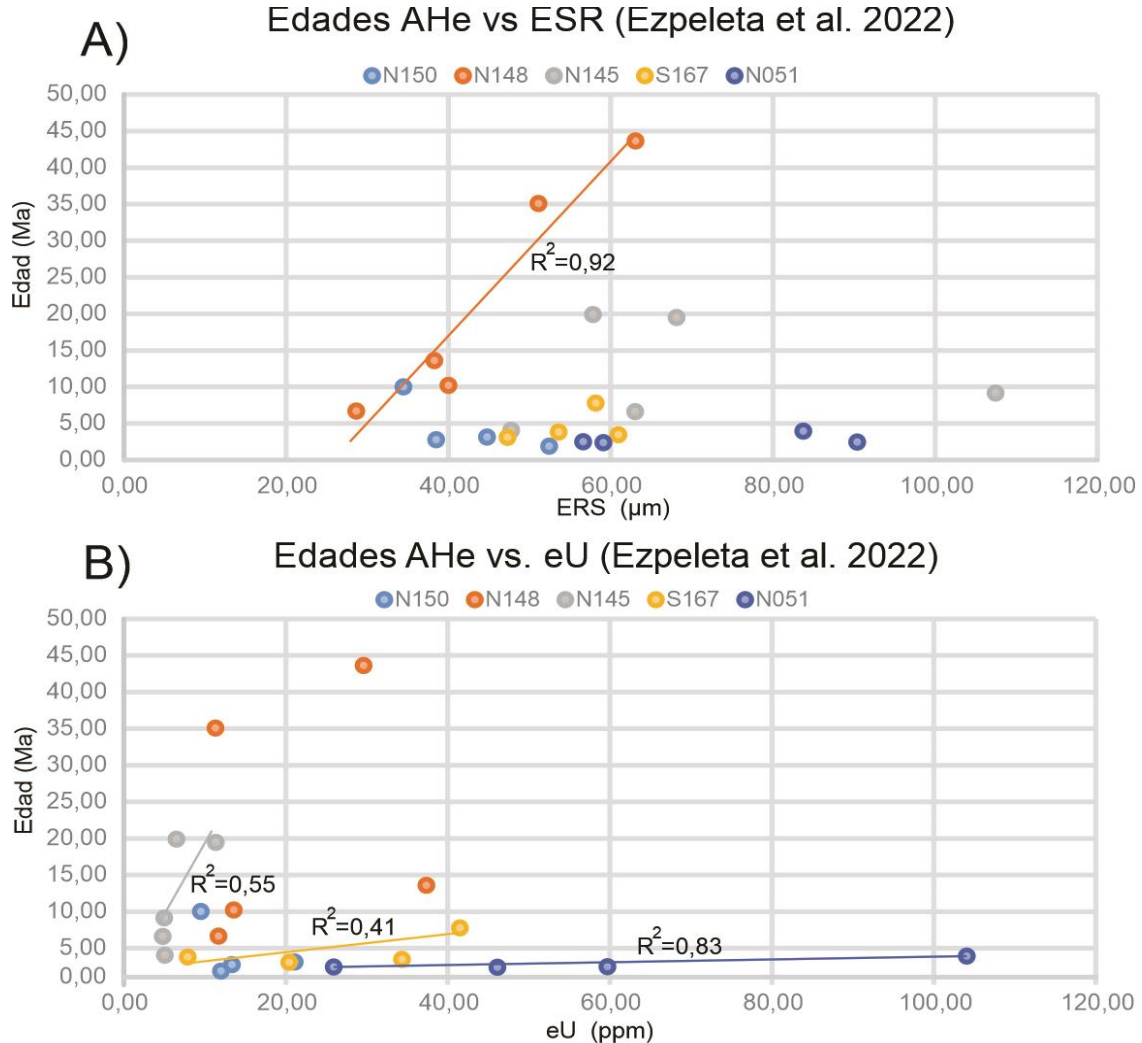


Fig. 7.23: A) Gráfico Edad vs. tamaño del cristal (ERS). B) Gráfico Edad vs. Uranio efectivo (eU). Datos tomados de Ezpeleta *et al.*, (2022). En estos gráficos solamente fueron graficadas las tendencias lineales donde se observa una correlación positiva entre las variables de acuerdo al coeficiente de Pearson.

7.3.2.3 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en la Sierra de Valle Fértil (sector norte)

En el basamento cristalino Ordovícico del extremo norte de la Sierra de Valle Fértil, Ortiz *et al.*, (2021) recolectaron tres muestras denominadas **QF-01**, **QF-05**, **QF07** (Fig. 7.8). En estas muestras fueron analizadas entre cuatro y cinco alícuotas con edades comprendidas en el Mioceno tardío (tabla 7.2). En las muestras QF-01 y QF-07, no existe una correlación positiva entre las edades y el tamaño de grano (Fig. 7.23A). Sin embargo, en estas muestras se observa una correlación positiva moderada a fuerte entre las edades y la concentración efectiva de uranio (7.23 B), indicando que el daño por radiación podría

ser el principal factor responsable de las edades más antiguas. Aun así, la dispersión de las edades es baja, lo cual permitió a Ortiz *et al.*, (2021), calcular edades medias de $6,97 \pm 0,87$ Ma y $14,69 \pm 0,45$ Ma para las muestras QF-01 y QF07, respectivamente (tabla 7.2). En el caso de la muestra QF-01, la edad obtenida es una media aritmética, mientras que la edad media de la muestra QF07 resulta ser inconsistente con las edades de las cuatro alícuotas suministradas por Ortiz *et al.*, (2021). Esto se debe a que la edad de la alícuota más antigua presenta una edad de $10,8 \pm 0,6$ Ma (tabla 7.2). Por lo tanto, la edad media de $14,69 \pm 0,45$ Ma es matemáticamente imposible de reproducir. Al no disponer de los datos necesarios para el cálculo de una edad media ponderada en IsoplotR, solamente es posible proponer una edad media aritmética de $7,95 \pm 0,1$ Ma para la muestra QF07 (tabla 7.2).

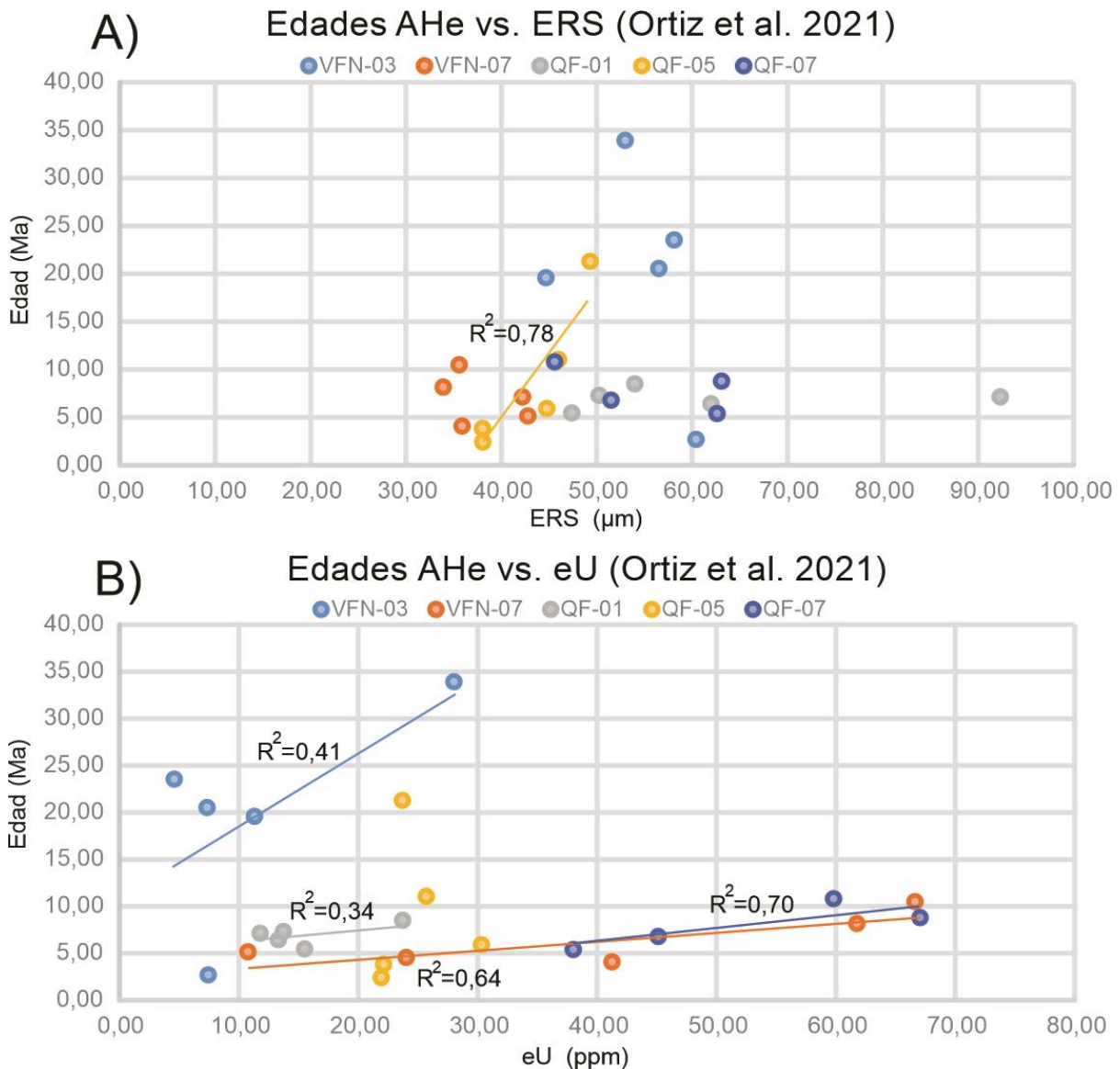


Fig. 7.24: A) Gráfico Edad vs. tamaño del cristal (ERS). B) Gráfico Edad vs. Uranio efectivo (eU). Datos tomados de Ortiz *et al.*, (2021). En estos gráficos solamente fueron graficadas las tendencias lineales donde se observa una correlación positiva entre las variables de acuerdo al coeficiente de Pearson.

Con respecto a la muestra QF-05, como así también en la muestra **VFN-03** (Fm. Chañares), las edades obtenidas muestran una elevada dispersión (tabla 7.2). Estas edades son oligo-miocenas, entre los $2,41 \pm 0,17$ Ma a $33,93 \pm 0,62$ Ma. Particularmente en la muestra QF-05, se observa una fuerte correlación positiva entre las edades y el tamaño de grano (Fig. 7.24 A), la cual permite explicar la dispersión de edades, con edades antiguas en las apatitas de mayor tamaño de grano. Por lo contrario, en la muestra VFN-03 se observa una moderada correlación positiva entre las edades de las alícuotas y la concentración efectiva de uranio (7.24 B). Esta correlación permite explicar la edad oligocena del alícuota número cuatro (tabla 7.2), debido a su elevado contenido de uranio efectivo. Sin embargo, la segunda edad más antigua, correspondiente al alícuota número cinco, presenta el contenido de uranio efectivo más bajo de todas las alícuotas (tabla 7.2). Esto sugiere que la implantación de partículas alfa podría haber afectado la apatita, generando así una edad antigua (Reiners *et al.*, 2017 y referencias allí citadas).

Debido a la elevada dispersión de edades en las muestras QF-05 y VFN-03, Ortiz *et al.*, (2021) no calcularon sus edades medias. Desafortunadamente al no disponer de los datos analíticos necesarios para los cálculos de una edad media ponderada en IsoplotR, no es posible identificar alícuotas díscolas por fuera del rango ± 2 error standard de todas las edades de las alícuotas. Esto último, podría reducir notoriamente la dispersión de edades, permitiendo así la determinación de edades medias con cierto grado de precisión y confiabilidad. Tentativamente, y considerando las edades de las alícuotas es posible obtener una edad media aritmética de $8,9 \pm 0,19$ Ma y $20 \pm 0,51$ Ma, para las muestras QF-05 y VFN-03, respectivamente (tabla 7.2).

La quinta muestra analizada por Ortiz *et al.*, (2021), se denomina **VFN-07** (tabla 7.2). Esta muestra fue recolectada en la vertiente occidental de la Sierra de Valle Fértil, sobre los afloramientos de la Formación Tuminico (Fig. 7.8). En esta muestra fueron analizadas cinco alícuotas con edades comprendidas en el Mioceno tardío (tabla 7.2). De acuerdo al gráfico 7.24 B, existe una correlación positiva moderada entre las edades y la concentración efectiva de uranio, indicando que el daño por radiación podría ser el principal factor responsable de las edades más antiguas. Aun así, la dispersión de las edades es baja, lo cual permitió a Ortiz *et al.*, (2021), calcular una edad media aritmética de $5,96 \pm 0,42$ Ma (tabla 7.2).

En concordancia a lo propuesto por Ortiz *et al.*, (2021), las edades obtenidas en las diferentes alícuotas de las muestras QF-01 QF07, y VFN-07, son consideradas como totalmente reseteadas, característica que es consistente con la escasa dispersión de

edades, y a lo demostrado en los modelos inversos termales realizados por estos autores. Con respecto a las muestras QF-05 y VFN-03, y en conformidad a lo propuesto Ortiz *et al.*, (2021), estas muestras pueden considerarse como totalmente reseteadas a parcialmente reseteadas. Esta característica es consistente con la elevada dispersión de edades, y a lo demostrado en los modelos inversos termales realizados por estos autores. Particularmente, en los modelos inversos propuestos (*cf.* Fig. 5; Ortiz *et al.*, 2021), se observa que la muestra QF-05 estuvo expuesta a temperaturas moderadas (entre 60°C a 90°C) por un largo periodo de tiempo antes de que ocurra la exhumación hacia la superficie, mientras que la muestra VFN-03 fue enfriada lentamente desde la PRZ hacia la superficie. Estos modelos o contextos termales, permiten así explicar la elevada dispersión de edades, independientemente a los factores mencionados en páginas anteriores (*e.g.*, Hoke *et al.*, 2015).

7.3.2.4 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en el Cerro Rajado

En el extremo norte del anticlinal Cerro Rajado (Fig. 7.7), Ezpeleta *et al.*, (2022) recolectaron tres muestras denominadas **N145**, **N148**, y **N150** (tabla 7.2). Las muestras N145 y N148 fueron recolectadas cerca de la base y el tope de la Formación Los Colorados (Triásico tardío, Noriano, *ca.* 221-213 Ma; Kent *et al.*, 2014), respectivamente. En ambas muestras las edades obtenidas para cada alícuota muestran gran dispersión (Fig. 7.25). En la muestra N145 (Fig. 7.25 A) las edades son mio-pliocenas, entre los $19,91 \pm 0,90$ Ma a $4,06 \pm 0,55$ Ma, mientras que en la muestra N148 (Fig. 7.25 B), las edades son eocenas-miocenas, entre los $43,65 \pm 0,83$ Ma a $6,68 \pm 1,87$ Ma. Utilizando IsoplotR, no fueron detectadas alícuotas díscolas, obteniendo así una edad media ponderada de $13,91 \pm 0,08$ Ma para la muestra N145 (Fig. 7.25 A), y una edad media ponderada de $24,34 \pm 0,16$ Ma para la muestra N148 (Fig. 7.25 B).

En el caso de la muestra N148, la dispersión de edades jóvenes y antiguas puede ser atribuida al efecto del tamaño del cristal de apatita, observándose edades antiguas en los cristales de mayor tamaño (Fig.7.23 A). Por lo contrario, la muestra N145 presenta una moderada correlación positiva entre las edades de las alícuotas y la concentración efectiva de uranio (7.23 B). Esta correlación permite explicar las edades más antiguas, debido a su elevado contenido de uranio efectivo (tabla 7.2).

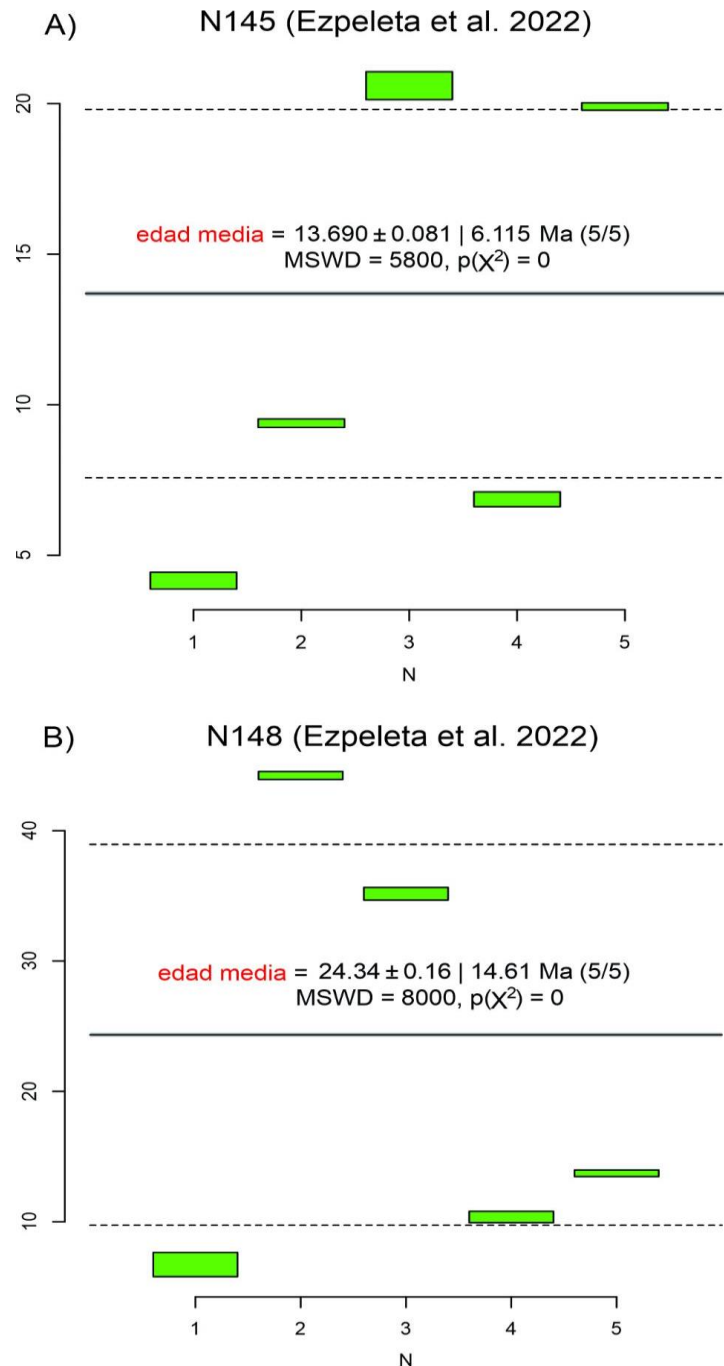


Fig. 7.25: A) Gráfico de edades (U-Th) /He en apatitas y edad media ponderada de la muestra N145 (Ezpeleta *et al.*, 2022). **B)** Gráfico de edades (U-Th) /He en apatitas y edad media ponderada de la muestra N148 (Ezpeleta *et al.*, 2022). En ambos gráficos la banda gris representa el rango ± 2 error standard de la edad media. Nótese la elevada dispersión de las edades de las alícuotas, de acuerdo al valor MSWD.

La tercera muestra recolectada por Ezpeleta *et al.*, (2022) en la región del Cerro Rajado, corresponde a la muestra N150 (Fig. 7.7; tabla 7.2), perteneciente a la Formación Quebrada de Médano (Mioceno, ca. 20-13 Ma; Lemos Santos *et al.*, 2019). La muestra N150, presenta cuatro alícuotas con edades miocenas-pleistocenas, con una dispersión relativamente baja, que otorgan una edad media ponderada de $2,63 \pm 0,17$ Ma (Fig. 4.26). Estas edades no muestran una correlación positiva con el tamaño de grano de las apatitas

y la concentración efectiva de uranio (7.23 A-B), sugiriendo que estos factores no son responsables de edades anómalas y antiguas. Sin embargo, la edad más antigua, correspondiente al alícuota número tres (Fig. 4.26), presenta el contenido de uranio efectivo más bajo de todas las alícuotas (tabla 7.2). Esto sugiere que la implantación de partículas alfa podría haber afectado la apatita, generando así una edad antigua (Reiners *et al.*, 2017 y referencias allí citadas).

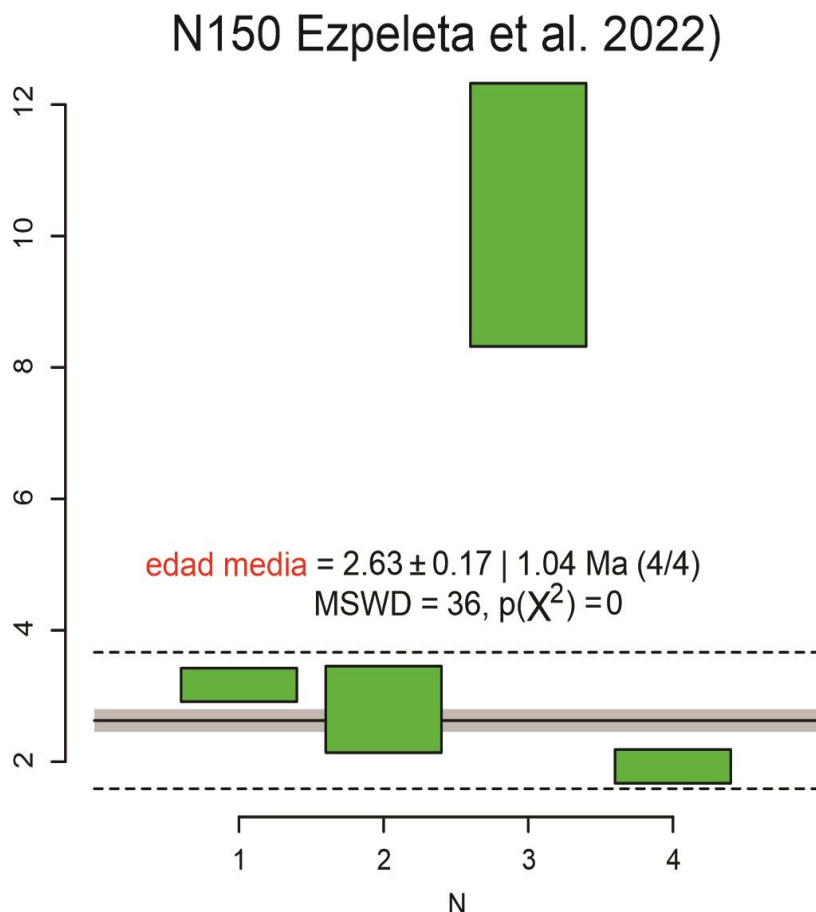


Fig. 7.26: Gráfico de edades (U-Th) /He en apatitas y edad media ponderada de la muestra N150 (Ezpeleta *et al.*, 2022). La banda gris representa el rango ± 2 error standard de la edad media.

En concordancia a lo propuesto por Ezpeleta *et al.*, (2022), las edades obtenidas en las diferentes alícuotas de las muestras N145, N148, y N150 son consideradas como parcialmente reseteadas. Esta característica es consistente con la elevada dispersión de edades en las muestras N145 y N148, aunque la dispersión de las edades en la muestra N150 es relativamente baja. A su vez, los modelos inversos termales realizados por Ezpeleta *et al.*, (2022), muestran que estas muestras estuvieron expuestas a temperaturas a temperaturas entre los 60°C a 75° C es decir dentro de la Zona de Retención Parcial AHe, antes de que ocurra la exhumación hacia la superficie.

7.3.2.5 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en el Cerro Bola

En el núcleo del anticlinal del Cerro Bola (Fig. 7.7), Ezpeleta *et al.*, (2022) obtuvieron la muestra **N051** en la Formación Guandacol (Sepurkhoviano - Bashkiriano; 326-312 Ma). Esta muestra presenta alícuotas pliocenas que otorgan una edad media de $3,15 \pm 0,018$ Ma (tabla 7.2; Fig. 7.27). Estadísticamente la dispersión de edades es elevada, y puede ser explicada mediante la correlación positiva con la concentración efectiva de uranio (7.23 B).

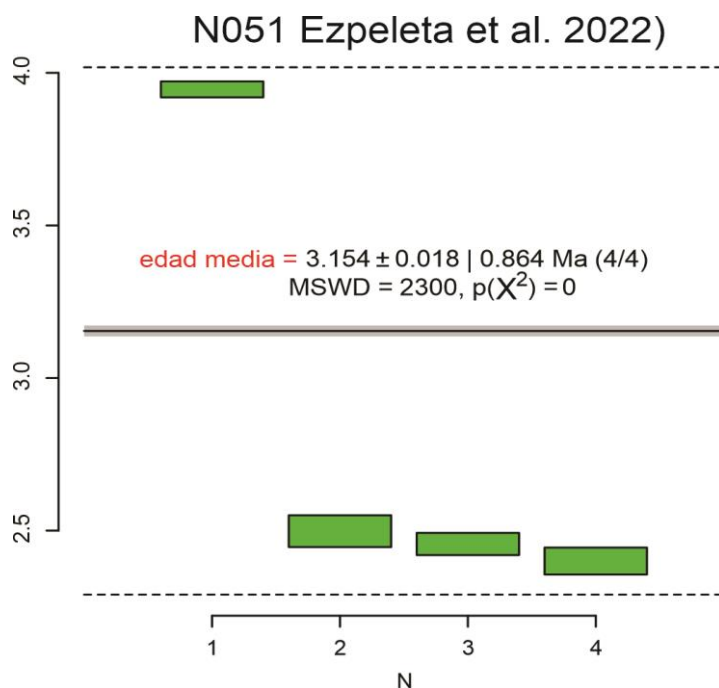


Fig. 7.27: Gráfico de edades (U-Th) /He en apatitas y edad media ponderada de la muestra N051 (Ezpeleta *et al.*, 2022). La banda gris representa el rango ± 2 error standard de la edad media.

En concordancia a Ezpeleta *et al.*, (2022), las edades obtenidas en las diferentes alícuotas de la muestra N051 son consideradas como totalmente reseteadas. En este caso se interpreta que la muestra o roca fue exhumada desde una temperatura superior a la temperatura de cierre de la PRZ (70-80°C en AHe). De acuerdo al apartado anterior, esto es consistente con los datos de trazas de fisión en apatitas obtenidos sobre la misma muestra (Ezpeleta *et al.*, 2022), sobre los cuales se interpreta un cicatrizado total de las trazas en las apatitas.

7.3.2.6 Edades (U-Th-Sm) /He en apatitas (AHe) en la Sierra de Maz - Cerro Guandacol

Recientemente, tres muestras de rocas sedimentarias fueron recolectadas por Mackaman-Lofland *et al.*, (2022), en el extremo austral de la Sierra de Maz (Cerro

Guandacol; Fig. 7.7). Estas muestras denominadas **MAZ02**, **MAZ05**, **MAZ07** (tabla 7.2), presentan alícuotas con edades mio-pliocenas que no se correlacionan de manera positiva con el tamaño de grano de las apatitas y la concentración efectiva de uranio (7.28 A-B). Las muestras MAZ02 y MAZ05 presentan una dispersión de edades muy baja, mientras que la muestra MAZ07 presenta una dispersión de edades elevada. En la muestra MAZ07, la edad anómala y antigua del alícuota número uno (tabla 7.2), puede explicarse por su elevada concentración de uranio efectivo, mientras que la edad anómala y antigua del alícuota número tres (tabla 7.2), puede explicarse por el elevado radio efectivo del cristal de apatita, y posiblemente por la implantación de partículas alfa. Estas alícuotas fueron rechazadas por Mackaman-Lofland *et al.*, (2022) en el cálculo de la edad media, debido a que se encuentran por fuera del rango ± 2 error standard de la edad media de todas las alícuotas. De esta manera, las edades reportadas por Mackaman-Lofland *et al.*, (2022), de acuerdo a la tabla 7.2 son edades medias aritméticas.

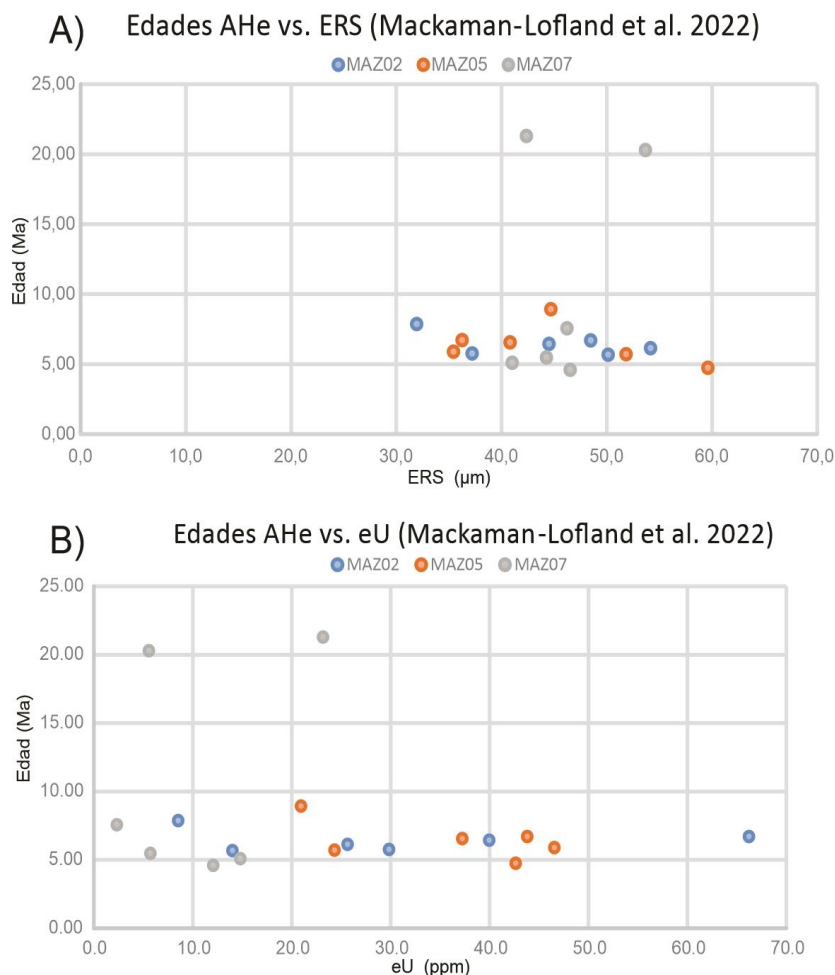


Fig. 7.28: A) Gráfico Edad vs. tamaño del cristal (ERS). B) Gráfico Edad vs. Uranio efectivo (eU). Datos tomados de Mackaman-Lofland *et al.*, (2022). En ninguno de estos gráficos se detectan tendencias o correlaciones positivas entre las variables. Gráficos similares pueden encontrarse en los materiales suplementarios de Mackaman-Lofland *et al.*, (2022).

Teniendo en cuenta el trabajo cartográfico, sedimentológico y estratigráfico de Valdez Buso *et al.*, (2015), la muestra MAZ02 fue recolectada en la base de la Formación Guandacol, y presenta una edad media de $6,44 \pm 0,80$ Ma (Fig. 7.7; tabla 7.2). Por su parte, la muestra MAZ05 fue recolectada en la sección intermedia-superior de la Formación Guandacol, y presenta una edad media de $6,43 \pm 1,41$ Ma (Fig. 7.7; tabla 7.2). Por último, la muestra MAZ07 presenta una edad media de $5,69 \pm 1,30$ Ma (Fig. 7.7; tabla 7.2). Esta muestra fue asignada por Mackaman-Lofland *et al.*, (2022), a la Formación Talampaya. Sin embargo, de acuerdo al detallado trabajo cartográfico, sedimentológico y estratigráfico de Caselli y Limarino (2002), la muestra MAZ07 corresponde a la sección superior de la Formación Patquía (Moscoviense-Kunguriense, ca. 315-272 Ma; Limarino *et al.*, 2021).

7.3.3 Análisis de los datos de reflectancia de la vitrinita (%Ro)

Los valores de %Ro para las formaciones Tuminico (Sepurkhoviano - Bashkiriano; ca. 326-312 Ma), y Los Rastros (Carniano; ca. 233-230 Ma) fueron tomados de Ezpeleta *et al.*, (2022). Estas formaciones geológicas son las únicas con el material carbonoso necesario para las determinaciones de la reflectancia de la vitrinita. Los valores de %Ro y las estimaciones de las paleotemperaturas máximas alcanzadas durante el soterramiento fueron obtenidas de acuerdo a la ecuación 7.1, y se encuentran detalladas en la tabla 7.3. Estos valores y sus variaciones dependiendo la región geográfica analizada, se encuentran graficados en las figuras 7.29 A-B, y 7.30 A-B.

A partir de un análisis estadístico, Ezpeleta *et al.*, (2022) determinaron la reflectancia de la vitrinita en veintinueve muestras, utilizando histogramas de frecuencia absoluta para evaluar la calidad del análisis. Así, la gran mayoría de las muestras presentan una distribución unimodal que asegura una buena calidad de los datos. Algunas muestras, como las obtenidas en la región del río Gualo-Chañares (tabla 7.3), presentan una elevada dispersión de los valores de la reflectancia de la vitrinita. En esas muestras, Ezpeleta *et al.*, (2022) realizaron una interpretación adicional para determinar cuál es la población “indígena” de la muestra, dejando de lado la población contaminante vinculada al retrabajo del material carbonoso. Por lo tanto, los histogramas de esas muestras presentan mayor grado de complejidad en la interpretación de los datos, y por consiguiente mayor incertidumbre al reportar un valor representativo de %Ro. En estos casos, el histograma debe ser interpretado en un contexto regional para validar su valor, analizando la distribución y valores de %Ro de las otras muestras. Detalles analíticos y estadísticos sobre

cada muestra pueden encontrarse en el material suplementario suministrado por Ezpeleta *et al.*, (2022).

Datos de reflectancia de la vitrinita (%Ro) - Ezpeleta et al. (2022)											
Localidad	Muestra	Latitud	Longitud	Formación	Rmin%	Rmax%	n	Sd	Ro%	Tmax °C	Tmax ±
Cerro Bola	N-38	-29,634488	-68,404222	Los Rastros	0,60	0,88	30	0,07	0,75	112	13
	N-39	-29,634453	-68,404540	Los Rastros	0,50	0,89	29	0,09	0,75	112	14
	N-40	-29,634371	-68,404750	Los Rastros	0,65	0,94	31	0,08	0,8	117	13
	N-42	-29,634099	-68,405173	Los Rastros	0,59	0,90	26	0,07	0,75	112	15
	N-43	-29,632892	-68,405724	Los Rastros	0,66	0,92	23	0,08	0,81	118	10
	N-44	-29,630792	-68,404367	Los Rastros	0,76	0,93	12	0,05	0,85	122	7
	N-46	-29,629103	-68,402435	Los Rastros	0,87	1,00	18	0,04	0,95	131	4
	N-47	-29,629259	-68,402553	Los Rastros	0,71	1,02	21	0,09	0,89	126	11
	N-48	-29,631781	-68,406208	Los Rastros	0,70	1,04	27	0,09	0,9	127	12
Rio Gualo - Chañares	E-235 A	-29,822510	-67,811070	Los Rastros	0,40	0,57	12	0,05	0,51	81	9
	E-235 B	-29,822510	-67,811070	Los Rastros	0,39	0,57	10	0,05	0,48	76	14
	E-237	-29,870180	-67,711140	Los Rastros	0,32	0,56	11	0,07	0,43	67	21
	E-258 A	-29,832760	-67,809130	Los Rastros	0,61	0,87	23	0,08	0,76	113	11
	E-258 B	-29,832760	-67,809130	Los Rastros	0,69	0,94	24	0,07	0,81	118	12
Sierra Morada (Qba, Agua de la Peña)	S-154	-30,096577	-67,934405	Los Rastros	0,52	0,73	92	0,04	0,63	98	11
	S-155	-30,097020	-67,937373	Los Rastros	0,46	0,63	98	0,04	0,53	84	13
	S-156	-30,096550	-67,940803	Los Rastros	0,43	0,75	65	0,08	0,55	87	25
	S-157	-30,097175	-67,943949	Los Rastros	0,43	0,72	110	0,06	0,53	84	25
	S-158	-30,097864	-67,949672	Los Rastros	0,43	0,71	112	0,06	0,56	89	19
	S-159	-30,102070	-67,953985	Los Rastros	0,43	0,78	70	0,07	0,55	87	28
	S-161	-30,102258	-67,958687	Los Rastros	0,46	0,76	78	0,07	0,59	93	20
	S-162	-30,102913	-67,959545	Los Rastros	0,56	0,80	105	0,05	0,67	103	15
	S-164	-30,104934	-67,960207	Los Rastros	0,60	0,88	103	0,05	0,69	106	19
	S-165	-30,105473	-67,964481	Los Rastros	0,65	0,96	102	0,07	0,83	120	12
	S-166	-30,146248	-67,971639	Los Rastros	0,68	0,94	71	0,07	0,81	118	12
	S-167	-30,147556	-67,974417	Los Rastros	0,57	0,83	33	0,08	0,72	109	12
	S-172	-30,135878	-68,026811	Tuminico	0,67	0,97	10	0,08	0,82	119	14
	S-174	-30,139755	-68,027798	Tuminico	0,92	1,30	69	0,09	1,12	145	12
	S-175	-30,151057	-68,035792	Tuminico	0,98	1,30	69	0,8	1,14	146	10

Tabla 7.3: Recopilación de datos de reflectancia de la vitrinita (%Ro) en las Formaciones Tuminico y Los Rastros. Datos tomados de Ezpeleta *et al.*, (2022). Los valores de temperatura máximas (Tmax) alcanzadas durante el soterramiento fueron obtenidos utilizando la ecuación de Barker y Pawlewicz (1994), de acuerdo al apartado 7.2.3.

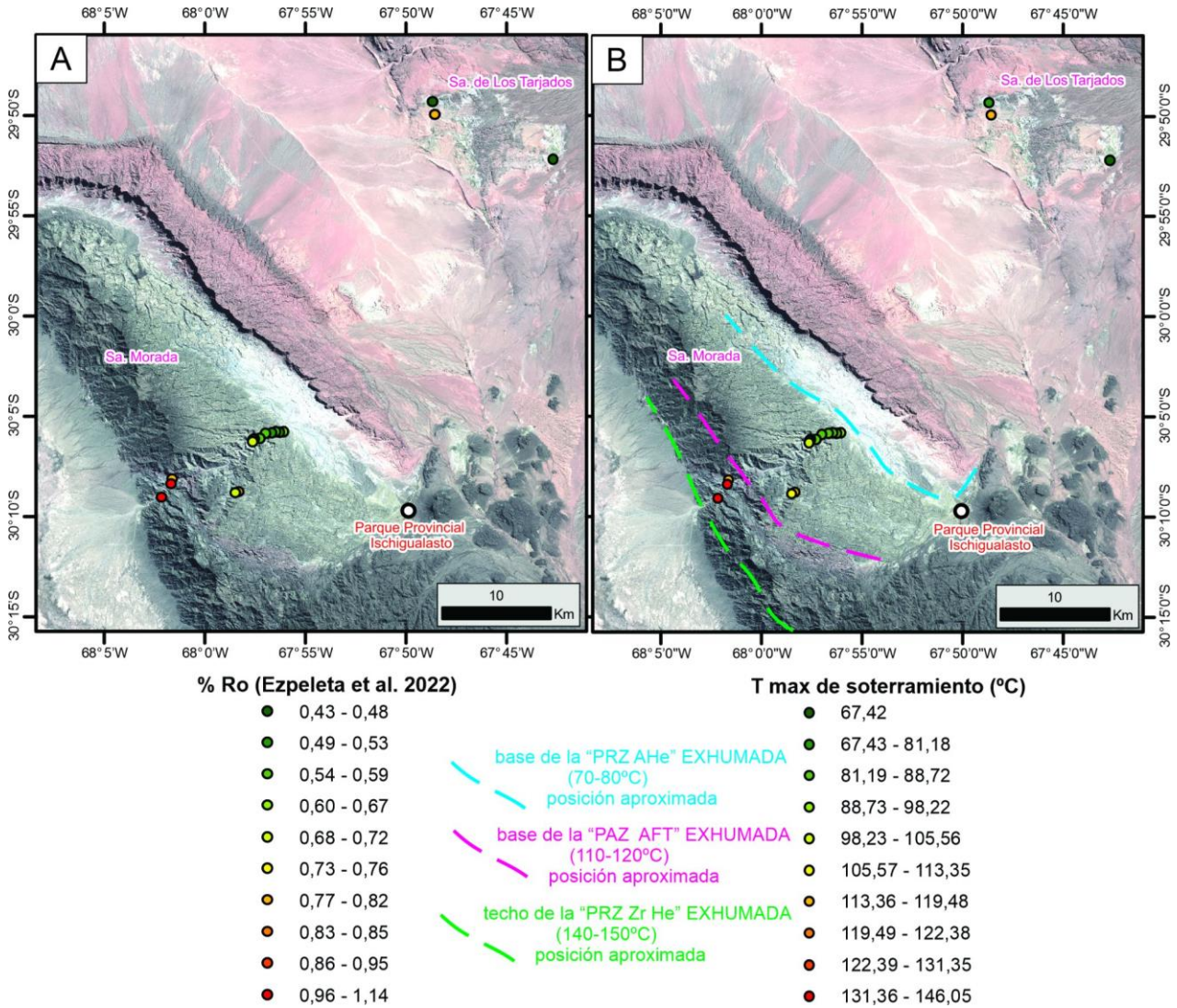


Fig. 7.29: A) Mapa de distribución y variación de la reflectancia de la vitrinita %Ro en el sector austral de la Sierra de Los Tarjados y en la Sierra Morada. Datos tomados de Ezpeleta *et al.*, (2022). B) Mapa de las paleotemperaturas máximas de soterramiento, estimadas a partir de la ecuación 7.1 de Barker y Pawlewicz (1994). Nótese el incremento de las paleotemperaturas en la dirección noreste-sudeste, que permite estimar o aproximar la posición de la isoterma de 110 o 120°C correspondiente a la zona de reseteo parcial (Fig. 7.1 A) o "partial annealing zone" (PAZ, Partial Annealing Zone; Gleadow y Fitzgerald, 1987), del sistema termocronológico de trazas de fisión en apatitas, la cual se encuentra actualmente exhumada en una posición cercana a la base de la Formación Los Rastros. A su vez, estos datos permiten inferir la posición del techo de la Zona de Retención Parcial en el sistema ZrHe, y la base de la Zona de Retención Parcial en el sistema AHe, teniendo en cuenta, además, el análisis realizado en el apartado anterior sobre las edades reseteadas y parcialmente reseteadas.

7.3.3.1 %Ro en la región del río Gualo - Chañares

En la región del río Gualo - Chañares, en el sector sur de la Sierra de Los Tarjados (Fig. 7.29 A-B), los valores de %Ro en la Formación Los Rastros varían entre 0,43% y 0,81% (Fig. 7.29 A, tabla 7.3). Estos valores son compatibles con el rango de temperaturas de la ventana de generación petróleo desde las condiciones inmaduras a pico (Hantschel y

Kauerauf, 2009), en un rango de paleotemperaturas máximas alcanzadas durante el soterramiento de entre 84°C-120°C (Fig. 7.29 B, Tabla 7.3).

7.3.3.2 %Ro en la Sierra Morada

En la región de la Sierra Morada, a lo largo del perfil estratigráfico la Quebrada de Agua de la Peña, los valores de %Ro en la sección superior de la Formación Tuminico varían entre 0,82% y 1,14% (Figs. 7.15; 7.23 A, Tabla 7.3). Estos valores son compatibles con el rango de temperaturas de la ventana de generación de petróleo maduro, en condiciones de madurez pico a tardía (Hantschel y Kauerauf, 2009), en un rango de paleotemperaturas máximas de entre 119°C-146°C (Fig. 7.29 B, Tabla 7.3).

Siguiendo hacia el este o aguas arriba por la Quebrada de Agua de la Peña, los valores de %Ro desde la base y hacia el tope de la Formación Los Rastros, varían entre 0,83% y 0,53%, respectivamente (Figs. 7.15; 7.29 A, Tabla 7.3). Estos valores son compatibles con el rango de temperaturas de la ventana de generación petróleo desde las condiciones inmaduras a pico (Hantschel y Kauerauf, 2009), en un rango de paleotemperaturas máximas de entre 84°C-120°C (Fig. 7.29 B, Tabla 7.3).

7.3.3.3 %Ro en el Cerro Bola

En el sector austral del Cerro Bola, más precisamente en la Quebrada de Ischichusca, las determinaciones de %Ro están concentradas en la sección basal de la Formación Los Rastros (Fig. 7.30 A), la cual presenta importantes bancos pelíticos carbonosos (Mancuso y Caselli 2012; Mancuso *et al.*, 2020, Benavente *et al.*, 2021). Los valores de %Ro varían entre 0,75% y 0,95% (Fig. 7.30 A, tabla 7.3), y son compatibles con el rango de temperaturas de la ventana de generación de petróleo maduro, en condiciones de madurez pico (Hantschel y Kauerauf, 2009), en un rango de paleotemperaturas máximas de entre 112°C-131°C (Fig. 7.30 B, tabla 7.3).

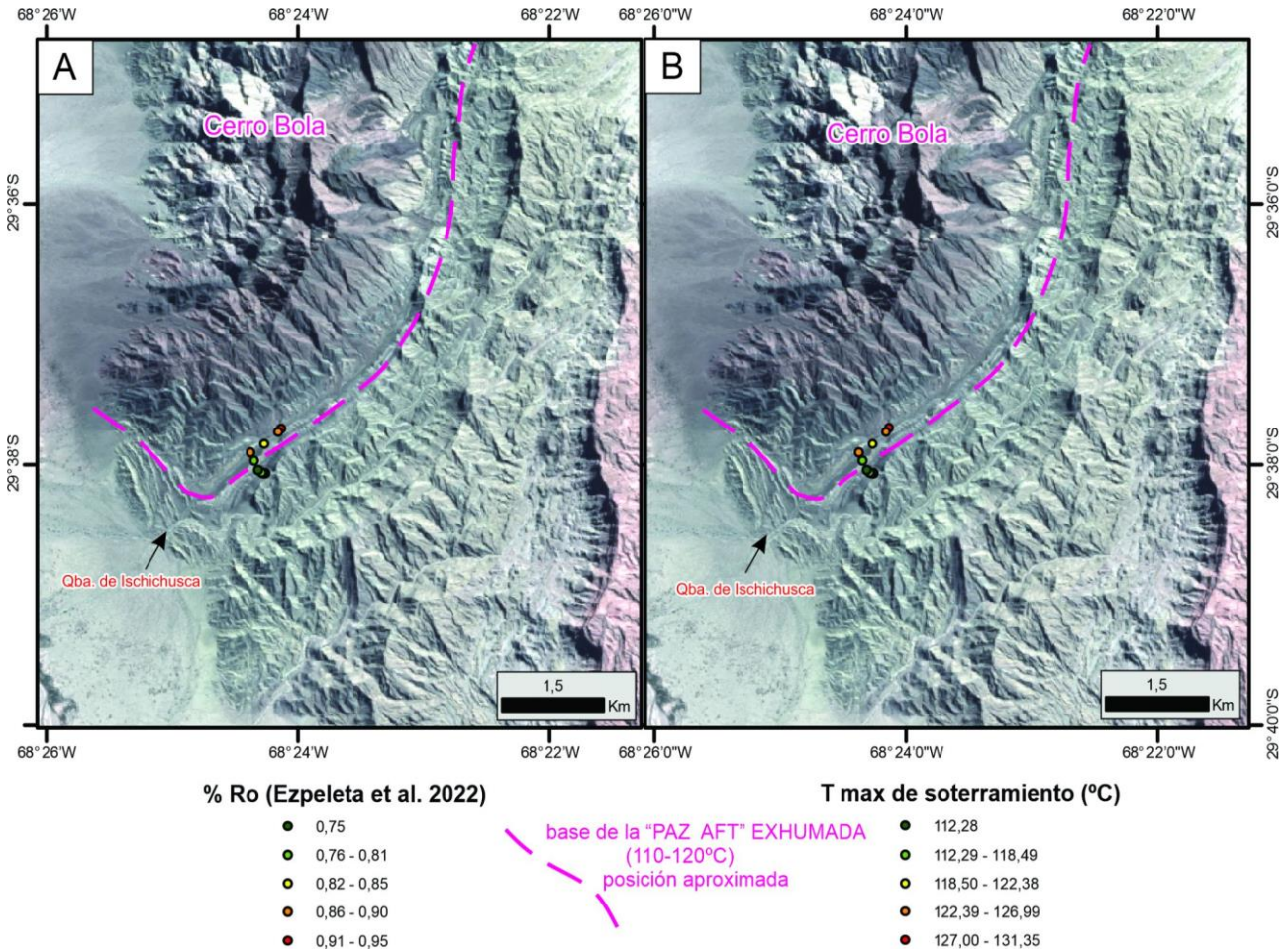


Fig. 7.30: A) Mapa de distribución y variación de la reflectancia de la vitrinita %Ro en el sector austral del Cerro Bola. Datos tomados de Ezpeleta *et al.*, (2022). B) Mapa de las paleotemperaturas máximas de soterramiento, estimadas a partir de la ecuación 7.1 de Barker y Pawlewicz (1994). Nótese el incremento de las paleotemperaturas en la dirección sur-norte hacia la base de la Formación Los Rastros, que permite estimar o aproximar la posición de la isoterma de 110 o 120°C correspondiente a la zona de reseteo parcial (Fig. 7.1 A) o *partial annealing zone* ("PAZ", Gleadow y Fitzgerald, 1987), del sistema termocronológico de trazas de fisión en apatitas, la cual se encuentra actualmente exhumada en una posición cercana a la base de la Formación Los Rastros.

En resumen, los valores de la reflectancia de la vitrinita (%Ro), muestran un aumento de las paleotemperaturas en dirección este-oeste, es decir hacia el borde occidental de la cuenca, considerado como el margen activo del hemigraben Triásico (véase Cap. 4).

Las máximas paleotemperaturas fueron alcanzadas en la sección intermedia-superior de la Formación Tuminico, donde en algún momento durante la historia geológica de soterramiento y eventos térmicos asociados, no se habrían superado los 150°C. Estos datos permiten proponer la posición del techo de la Zona de Retención Parcial exhumada del sistema ZrHe (Fig. 7.29 B). Esta propuesta considera la posición estratigráfica de la muestra SVF01 de Fosdick *et al.*, (2015), la cual fue recolectada cerca de la base de la Formación Tuminico (Fig. 7.15), y la misma se encuentra parcialmente reseteada en el sistema ZrHe.

En la Formación Los Rastros, a lo largo de los anticlinales Cerro Bola y Sierra Morada, las máximas paleotemperaturas fueron alcanzadas en posiciones cercanas a la base de la unidad, oscilando entre los 110 y 130° C (Figs. 7.28 B, y 7.29 B). Esto permite delimitar o proponer la posición de la base de la zona de reseteo parcial exhumada (PAZ, *Partial Annealing Zone*; Gleadow y Fitzgerald, 1987), del sistema termocronológico de trazas de fisión en apatitas (Figs. 7.29 B, y 7.30 B). Esta propuesta es congruente con la posición estratigráfica de las muestras AFT (Fig. 7.15), que experimentaron un reseteo completo, de acuerdo a lo analizado en el apartado 7.3.1.

Los valores de la reflectancia de la vitrinita (%Ro) en la sección superior de la Formación Los Rastros, en el perfil estratigráfico la Quebrada de Agua de la Peña (Fig.7.14), suministran también información relevante sobre la posición de la base de la Zona de Retención Parcial exhumada del sistema AHe (Fig. 7.28 B). Las máximas paleotemperaturas estimadas en las muestras ubicadas cerca de la base de la Formación Ischigualasto oscilan entre los 67 a 80°. Esto sugiere que la base Zona de Retención Parcial exhumada del sistema AHe se encuentra en los términos más superiores de la Formación Los Rastros. Sin embargo, el análisis de las muestras y las edades AHe obtenidas en la Formación Los Rastros (véase apartado anterior), establece un reseteo completo para estas muestras. Teniendo en cuenta que las muestras N145 y N148 (tabla 7.2), recolectadas por Ezpeleta *et al.*, (2022) en la Formación Los Colorados se encuentran parcialmente reseteadas en el sistema AHe, es plausible suponer que la base Zona de Retención Parcial exhumada del sistema AHe, podría estar en los miembros inferiores de la Formación Ischigualasto (Fig. 7.29 B).

7.4 Nuevos datos termocronológicos de trazas de fisión en apatitas

Considerando los antecedentes termocronológicos del apartado anterior, en esta tesis se presentan cinco edades termocronológicas nuevas obtenidas por medio del método de trazas de fisión en apatitas (AFT).

Las muestras fueron recolectadas en los sectores de la cuenca y serranías aledañas (Figs. 7.7 y 7.9), donde hasta la fecha no se habían reportado datos termocronológicos. De esta manera los nuevos datos obtenidos permiten complementar y ampliar el conocimiento de las historias de soterramiento, exhumación y levantamiento para la región. Los resultados analíticos para cada muestra están incluidos en las tablas 7.4 y 7.5.

Muestra	Litología	Edad estratigráfica	n	U (ppm)	Dosímetro		Espontaneas		Inducidas		P(χ^2)	Dispersión de edad	Central age (Ma) \pm 1s	Poblaciones	
					ρD	ND	ρ_s	N_s	ρ_i	N_i				P1	P2
Thermo-TUC2	Arenisca	Triásico Superior	33	9.84	6.49	10000	9.232	1300	3.835	540	65.1	0.05	244.3 \pm 19.7	-	-
RAMA-THERMO_AFT1	Migmatita	Neoproterozoico	30	8.77	6.43		2.131	364	3.882	663	5.25	0.25	54.5 \pm 5.5	-	-
TAR-THERMO_AFT1	Arenisca	Triásico Inferior	37	12.77	6.42		9.656	1118	5.191	601	1	0.26	187 \pm 17	156 \pm 27	269 \pm 98
CM2	Granodiorita	Ordovícico	35	10.06	4.40	5000	4.21	254	2.97	179	61.26	0.22	100.0 \pm 12.8	-	-
AICU_AFT1	Granodiorita	Ordovícico	35	9.26	4.39	5000	3.71	235	2.76	175	32.80	0.24	97.5 \pm 12.7	-	-

Tabla 7.4: Edades centrales calculadas utilizando vidrios dosimétricos IRMM 540 y z-calibración = 318.64 \pm 19.25 (para las muestras Thermo-TUC2, RAMA-THERMO_AFT1 y TAR-THERMO-AFT1) y z-calibración = 329.17 \pm 23.23 (para las muestras CM2 y CM3). N: número de granos medidos; ρ_s : densidad de trazas de fisión espontáneas ($\times 10^5$ cm⁻²) medidas en cristales de apatitas; N_s : número total de trazas de fisión espontáneas; ρ_i y ρ_d : densidad de trazas de fisión inducidas en las muestras y en los vidrios dosimétricos respectivamente ($\times 10^6$ cm⁻²) en el detector externo ($g=0.5$); N_i y N_d : número total de trazas de fisión inducidas en la muestra y dosímetro; P(χ^2): probabilidad de obtener un valor χ^2 para n grados de libertad (donde n=número de cristales -1); muestras con una probabilidad >5% es indicativa de una población homogénea, mientras <5% se analizan con el método de ajuste de pico binomial. P1 y P2 son las poblaciones obtenidas mediante Binomfit, con sus errores (\pm 1s) y porcentajes (%). Muestras analizadas en el laboratorio LA.TE. ANDES S.A.

Muestra	N° LaTe Andes	n TC	Promedio de TC (μ m)	TC std (μ m)	TC skew	Promedio TC-Lc (μ m)	TC - Lc std (μ m)	TC - Lc skew	n Dpar	Promedio Dpar (μ m)	Dpar std (μ m)	Dpar skew
Thermo-TUC2	C095	28	12.89	1.25	-1.22	14.34	0.8	5.08	750	1.94	0.47	0.24
RAMA-THERMO_AFT1	C118	6	11.84	1.06	-1.49	13.42	0.64	-1.4	111	1.41	0.18	-0.69
TAR-THERMO_AFT1	C119	35	9.21	2	-0.61	12.22	1.31	-0.96	523	1.76	0.36	0.59
CM2	C280	2	10.36	1.22	-	12.14	0.72	-	133	1.38	0.09	-0.21
AICU_AFT1	C281	1	11.20	-	-	12.55	-	-	125	1.42	0.09	0.35

Tabla 7.5: Cuantificación de parámetros cinéticos: Promedios de Longitudes confinadas de trazas de fisión en apatita y DPar. n TC: número de trazas confinadas medidas; Promedio TC: Promedio de trazas confinadas medidas; TC std: desviación standard de las trazas confinadas por muestra; TC skew: curtosis de la distribución relativa al valor promedio (medida de la asimetría de la distribución); Promedio Tc-Lc: promedio de largo de trazas confinadas corregidas por eje-c, n Dpar: número de dimensiones de etch pit medidas; Dpar mean: promedio de DPar por muestra. Muestras analizadas en el laboratorio LA.TE. ANDES S.A.

7.4.1 Edades de trazas de fisión en apatitas (AFT) y mediciones de largo de trazas confinadas

7.4.1.1 Muestra Thermo-TUC2

La muestra Thermo-TUC2 fue recolectada en el núcleo del anticlinal Las Maravillas (Fig. 7.7). Corresponde a una arenisca rojiza de la Formación Los Colorados de edad estratigráfica Triásico tardío (Noriano, ca. 221-213 Ma; Kent *et al.*, 2014). Los resultados (tabla 7.4), se obtuvieron de la medición de 31 granos de apatitas, de los cuales algunas tienen morfologías completamente redondeadas a subredondeadas y otras son subhedrales. La prueba P(χ^2), otorgó un valor de 65% \gg 5%, que indica una población de edades homogénea con un pico igual a la edad central de 246 \pm 22 Ma (Fig. 7.31 A). Esta única población abarca el rango del error de la edad mínima calculada de 241 \pm 11 Ma (Fig. 7.31 A). En cuanto a los parámetros cinéticos determinados, el Dpar tiene un valor promedio

de 1,94 μm , con un desvío estándar de 0,47 μm . Además, se midieron 28 largos de trazas confinadas, con un valor promedio de 14,3 μm y un desvío estándar de 0,79 μm (Fig. 7.31 B).

Considerando que las edades obtenidas son más antiguas que la edad estratigráfica propuesta, se deduce que la muestra Thermo-TUC2 no sufrió reseteo post depositacional, por lo que estas edades representan edades de enfriamiento Triásico Inferior-Medio, de una única fuente de procedencia muy homogénea. Además, al exhibir una frecuencia unimodal de trazas (Fig. 7.31 B), se puede deducir que la fuente de procedencia llegó a borrar las trazas anteriores por completo al sobrepasar la zona de anulado parcial AFT, creándose nuevas trazas confinadas en su paso hacia superficie con un valor de largo promedio consistente con evento de exhumación rápida (e.g., Green *et al.*, 1989; Fig. 7.1).

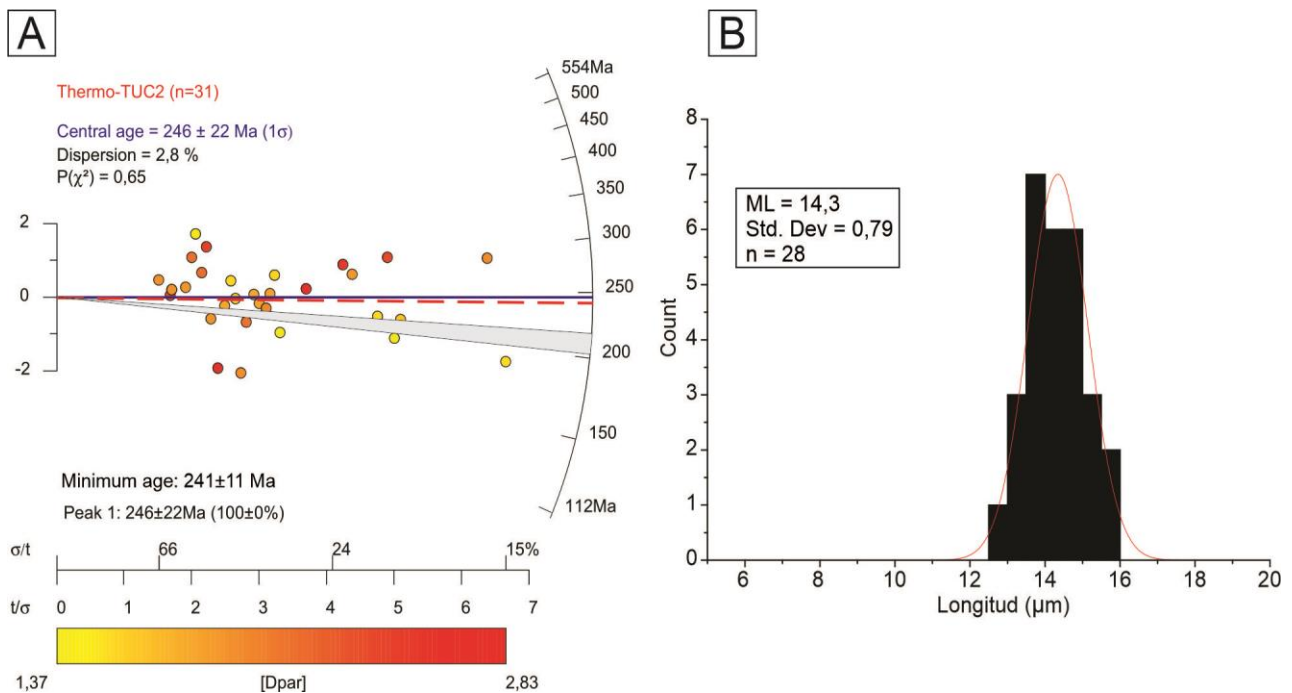


Fig. 7.31: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra Thermo-TUC2. La banda gris representa la edad depositacional de la Formación Los Colorados. La línea azul representa la edad central, mientras que la línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima de la muestra. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra Thermo-TUC2.

7.4.1.2 Muestra RAMA-THERMO_AFT1

La muestra RAMA-THERMO_AFT1 fue recolectada en la Sierra de Las Ramaditas, es decir sobre el bloque colgante de la falla Vallecito Oriental (Fig.7.7). La muestra RAMA-THERMO_AFT1 es una migmatita de edad estratigráfica Neoproterozoico. Los resultados (tabla 7.4), se obtuvieron de la medición de 30 granos de apatitas, los cuales son subhedrales con fracturamiento interno. La prueba $P(\chi^2)$, otorgó un valor de 5.25% > 5%, que indica la presencia de una única población de edades, con una edad central de 54.5 ± 4.6

Ma (Fig. 7.32 A). Esta única población abarca el rango del error de la edad mínima calculada de $47,2 \pm 7,9$ Ma (Fig. 7.32 A). En cuanto a los parámetros cinéticos determinados, el Dpar tiene un valor promedio de $1,41 \mu\text{m}$, con un desvío estándar de $0,18 \mu\text{m}$. Además, fueron medidos 6 largos de trazas confinadas, con un valor promedio de $13,42 \mu\text{m}$ y un desvío estándar de $0,6 \mu\text{m}$ (Fig. 7.32 B).

De acuerdo a las edades obtenidas, la muestra RAMA-THERMO_AFT1 podría estar completamente o parcialmente reseteada. Si bien son escasos los datos de largo de trazas confinadas, el valor promedio obtenido sugiere un reseteo parcial, en un contexto tectonotermal donde la roca fue enfriada lentamente a través de la zona de cicatrizado parcial (e.g., Green *et al.*, 1989; Fig. 7.1).

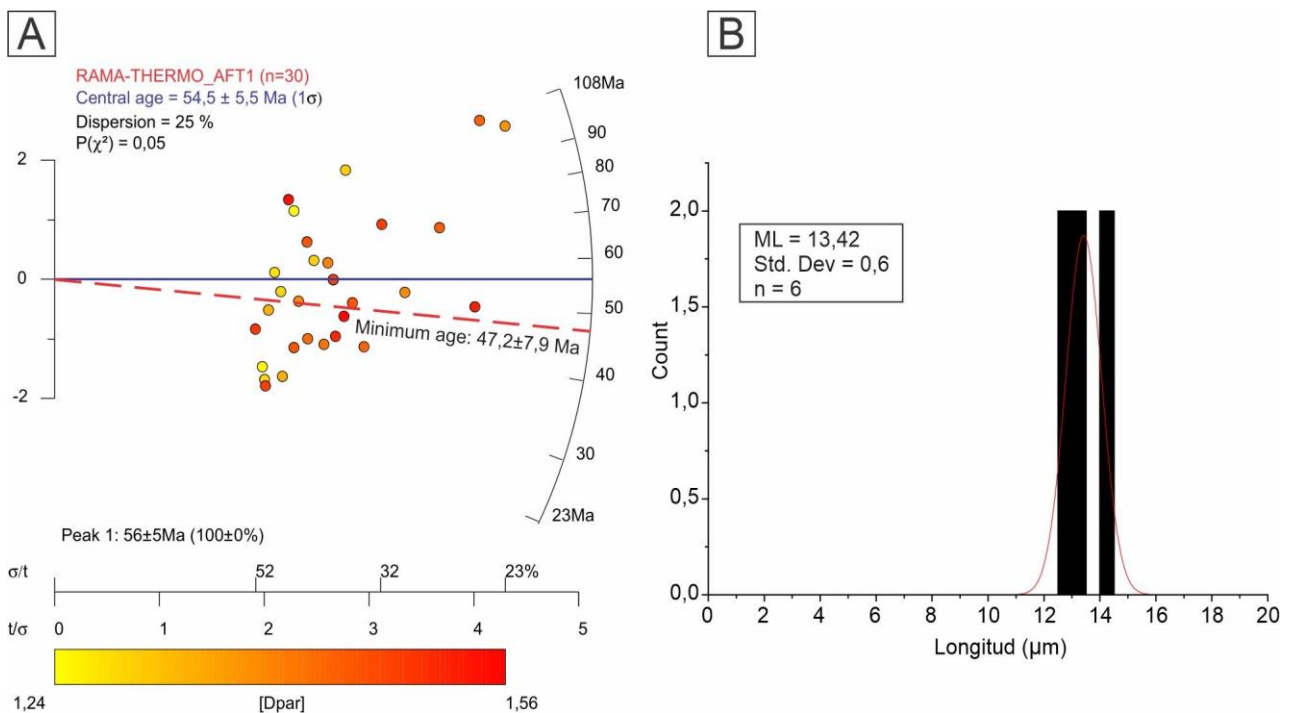


Fig.7.32: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra RAMA-THERMO_AFT1, correspondiente a una migmatita proterozoica. La línea azul representa la edad central, mientras que la línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima de la muestra. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra Thermo-TUC2.

7.4.1.3 Muestra CM2

La muestra CM2 es una granodiorita de edad estratigráfica Ordovícico Inf-Medio, recolectada en la Sierra de Sañogasta sobre el bloque colgante de la falla de Aicuña (Fig. 7.9). Los resultados (tabla 7.4), se obtuvieron de la medición de 35 granos. La prueba $P(\chi^2)$, otorgó un valor de $61,26\% > 5\%$, que indica una única población de edades. La edad central obtenida para esta población es de $100,0 \pm 13$ Ma, mientras que la edad mínima es de 92 ± 11 Ma (Fig. 7.33 A). En cuanto a los parámetros cinéticos determinados, el Dpar tiene un

valor promedio de 1,38 μm , con un desvío estándar de 0,09 μm . Además, se midieron 2 largos de trazas confinadas, con un valor promedio de 12,14 μm y un desvío estándar de 0,72 μm (Fig. 7.33 B).

De acuerdo a las edades obtenidas, es plausible interpretar que la muestra CM2 podría estar total o parcialmente reseteada, por lo cual la edad central puede considerarse como una edad de un evento de enfriamiento Cretácico Superior. Si bien son escasos los datos de largos de trazas confinadas, el valor promedio obtenido es indicativo de un contexto termal donde la roca fue enfriada lentamente o residió prolongadamente en la zona de cicatrizado parcial (e.g., Green *et al.*, 1989; Fig. 7.1).

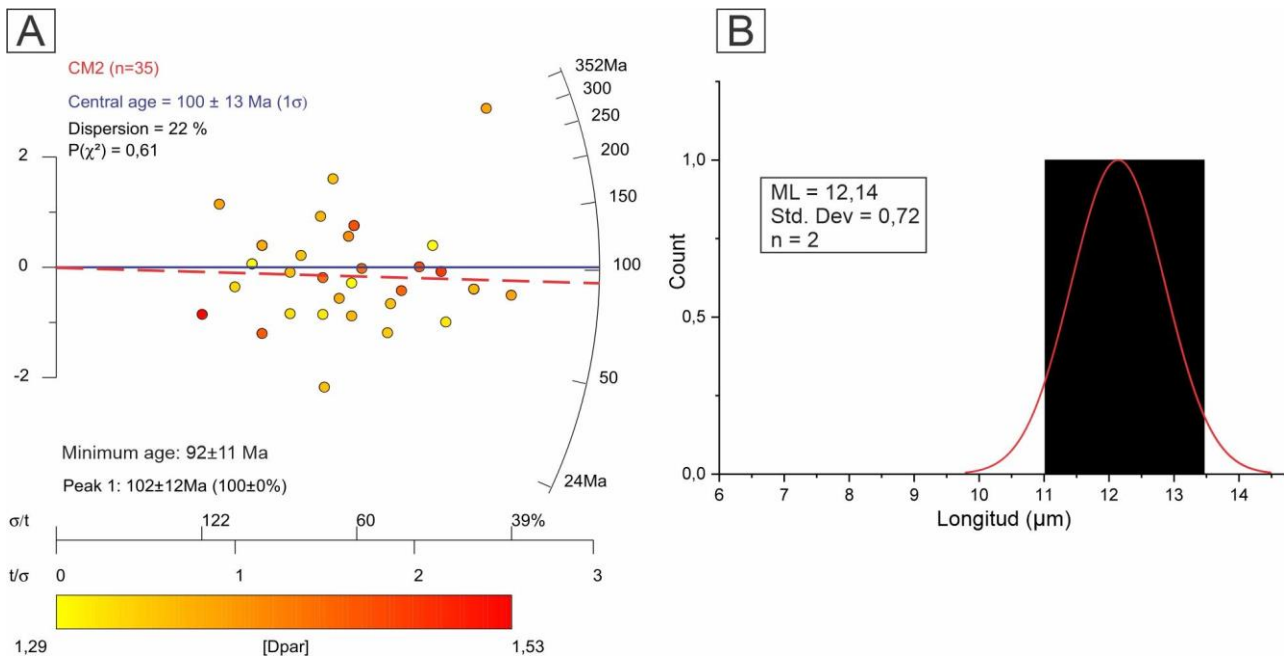


Fig. 7.33: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra CM2, correspondiente a una granodiorita ordovícica. La línea azul representa la edad central, mientras que la línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima de la muestra. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra CM2.

7.4.1.4 Muestra AICU_AFT1

La muestra AICU_AFT1 es una granodiorita del Complejo Magmático Sañogasta de edad estratigráfica Ordovícico. Esta muestra fue recolectada unos 15 km al sur de la muestra CM2, sobre el bloque colgante de la falla de Aicuña (Fig. 7.9) Los resultados (tabla 7.4), se obtuvieron de la medición de 35 granos. La prueba $P(\chi^2)$ otorgó un valor de 33% > 5%, que indica una única población de edades (Fig. 7.34 A). La edad central para esta población es de 97 ± 13 Ma, mientras que la edad mínima es de 91 ± 55 Ma (Fig. 7.34 A). El Dpar tiene un valor promedio de 1,41 μm , con un desvío estándar de 0,09 μm , y solamente fue medido 1 largo de trazas confinadas, con un valor de 12,55 μm .

Al igual que la muestra CM2, la edad central de la muestra AICU_AFT1 puede considerarse como una edad vinculada a un evento de enfriamiento Cretácico Superior. Sin embargo, la escasez de trazas confinadas no permite evaluar cualitativamente si la roca fue enfriada lentamente o rápidamente a través de la zona de cicatrizado parcial.

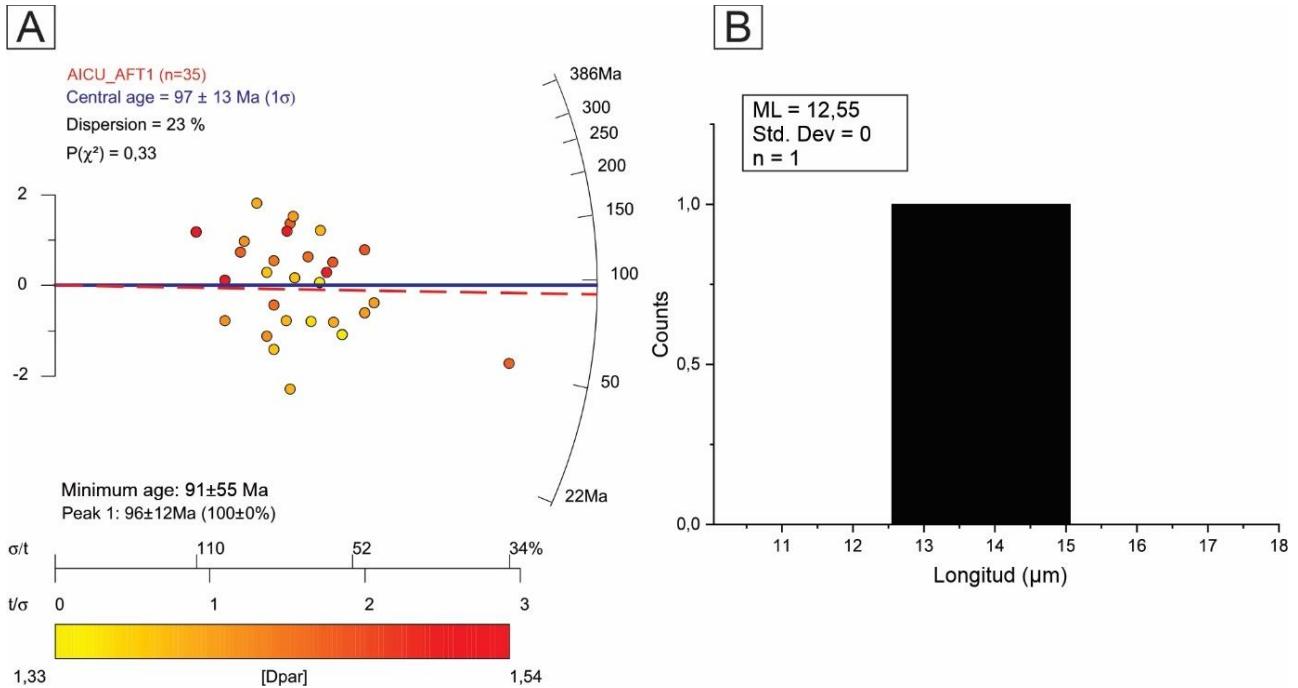


Fig. 7.34: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra AICU_AFT1, correspondiente a una granodiorita ordovícica. La línea azul representa la edad central, mientras que la línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima de la muestra. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra AICU_AFT1.

7.4.1.5 Muestra TAR-THERMO_AFT1

La muestra TAR-THERMO_AFT1 fue recolectada en el núcleo del anticlinal Sierra de Los Tarjados (Fig. 7.9). Corresponde a una arenisca rojiza de la Formación Talampaya de edad Pérmico tardío - Triásico temprano (Gulbranson *et al.*, 2015). Los resultados de AFT (tabla 7.4), se obtuvieron a partir de la medición de 37 granos de apatitas con morfologías en general redondeadas a subredondeadas, y escasos cristales subhedrales. La prueba $P(\chi^2)$, otorgó un valor de $1\% < 5\%$, que, junto a la moderada dispersión de datos, indica al menos dos poblaciones de edades (Fig. 7.35 A). A partir de la reducción de datos mediante el *software* Radial Plotter (Fig. 7.35 A), se obtuvo una edad central de 187 ± 177 Ma, una edad mínima de 139 ± 17 Ma, y dos poblaciones con picos de 156 ± 27 Ma (mayoritaria) y 269 ± 98 Ma (minoritaria). En particular este último pico, posee una edad levemente más antigua que la edad estratigráfica propuesta para la Formación Talampaya, por lo cual podría tratarse de una edad de procedencia. Considerando que la edad central, y la edad mínima son más jóvenes que la edad estratigráfica de la Formación Talampaya,

se deduce que la muestra TAR-THERMO_AFT1 está parcialmente reseteada. Esto sugiere que la muestra puede haber residido por largo tiempo en la zona de cicatrizado parcial AFT, lo cual es consistente con el largo de trazas confinadas promedio de 12,3 μm con un desvío estándar de 0,99 μm (Fig. 7.35 B; tabla 7.1). Sin embargo, al exhibir una frecuencia unimodal de trazas (Fig. 7.35 B), se puede deducir que durante el soterramiento que experimentó la muestra, las trazas presentes en los granos de apatita llegaron a borrarse parcialmente.

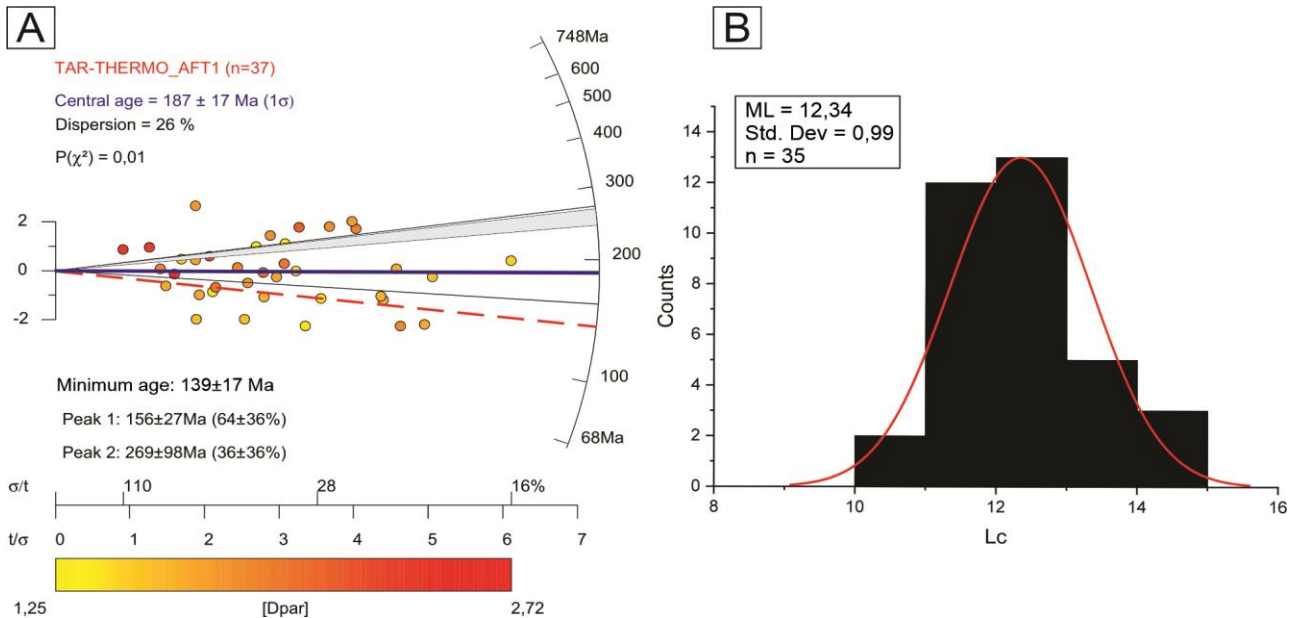


Fig.7.35: A) Distribución radial de edades por grano para la muestra TAR-THERMO_AFT1, correspondiente a una arenisca rojiza de la Formación Talampaya. La banda gris representa la edad depositacional de la Formación Talampaya. La línea azul representa la edad central, mientras que la línea roja discontinua representa la edad termocronológica mínima de la muestra. B) Distribuciones del largo de traza de fisión confinadas para la muestra TAR-THERMO_AFT1.

7.5 Modelado inverso de historias termales

En este apartado, se describen las trayectorias tiempo-Temperatura (t-T) a través del modelado inverso mediante el *software* HeFTy. Estos modelos correspondientes a diez muestras, incorporan las restricciones mencionadas y justificadas en el apartado 7.2.6.1. Los resultados de las historias termales obtenidas, utilizando los datos AFT, AHe y ZrHe parcial a totalmente reseteados de Fosdick *et al.*, (2015); Ezpeleta *et al.*, (2022), Mackaman-Lofland *et al.*, (2022), y datos propios de esta tesis, evidencian procesos de calentamiento y enfriamiento para cada una de las muestras modeladas. Estas historias son descriptas en los apartados subsiguientes.

7.5.1 Sierra de Las Ramaditas: muestra RAMA-THERMO_AFT1

La muestra RAMA-THERMO_AFT1 (esta tesis; apartado 7.4.1.2), describe la historia termal del basamento Proterozoico migmatítico de la Sierra de Las Ramaditas (Figs. 7.7 y 7.32). Debido a la baja temperatura de cierre del sistema termocronológico AFT, se considera que la historia termal paleozoica en el modelo inverso no es confiable. En el modelo obtenido (Fig. 7.36), se descarta la imposición de una restricción “caja” vinculada a un posible evento de calentamiento/soterramiento ejercido por la sedimentación neógena. Esto es debido a que no se cumplen con los criterios estadísticos de modelado establecidos en el apartado 7.2.6.1 al imponer dicha restricción, por lo que se deduce que dicho escenario tectonosedimentario no estaría representado en de la Sierra de Las Ramaditas.

En el modelo inverso obtenido (Fig. 7.36), se observa una etapa de calentamiento inicial que ocurre en el rango temporal de los 325 Ma a 215 Ma, la cual es sucedida por una prolongada etapa de enfriamiento hasta los tiempos modernos. La etapa de calentamiento inicial, coincide con el periodo donde el basamento fue inicialmente soterrado por el Grupo Paganzo (~ 1500 m), y posteriormente por las unidades de *synrift* y *postrift* triásicas (formaciones Talampaya, Tarjados, Los Rastros, Ischigualasto y Los Colorados). Durante esta etapa, y siguiendo la trayectoria t-T promedio, el calentamiento ocurrió a una tasa de 0,92°C/Ma, registrándose a los 210 Ma la máxima temperatura que experimentó el basamento, la cual es cercana a los 170°C.

La etapa final en la historia termal de la muestra RAMA-THERMO_AFT1, está caracterizada por un enfriamiento prolongado y lento, que ocurrió a una tasa de enfriamiento de 0,7 °C/Ma. Durante esta etapa, la muestra atravesó lentamente a los 56 Ma la zona de cicatrizado parcial (“PAZ”; Fig. 7.36). Esto permite explicar la distribución de largos de trazas confinadas obtenida (Figs. 7.32 y 7.36), de manera similar a las trayectorias observadas en rocas de basamento que se han enfriado lentamente o que residieron prolongadamente en la PAZ (~60–120°C; Gleadow *et al.*, 1986; Green *et al.*, 1986).

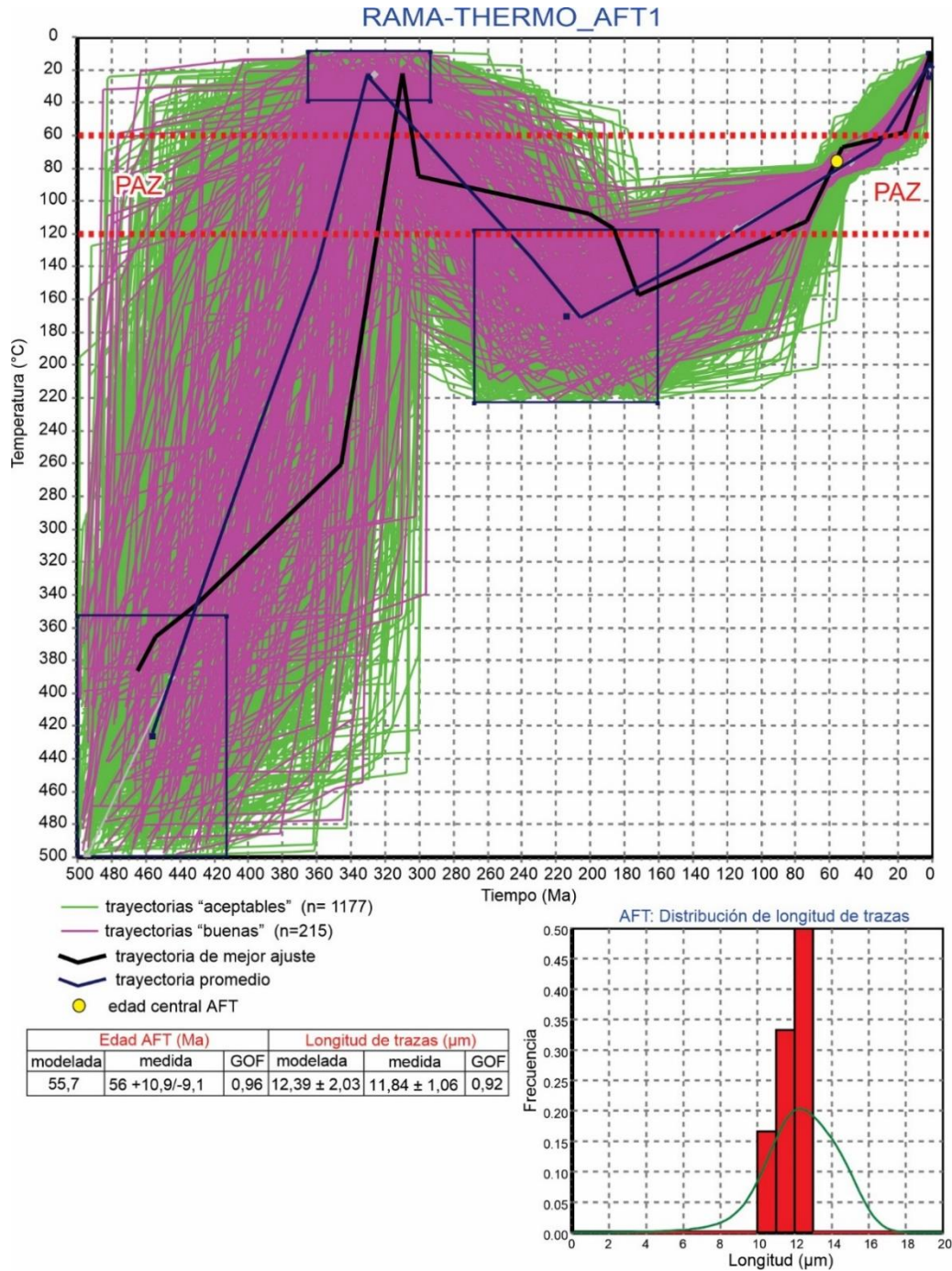


Fig.7.36: Resultado del modelado inverso termal de la muestra RAMA-THERMO_AFT1 (basamento migmático proterozoico de la Sierra de Las Ramaditas. Este modelo incorpora solamente datos AFT.

7.5.2 Sierra de Maz: muestra MAZ02

El modelo termal inverso para la muestra MAZ02 (Mackaman-Lofland *et al.*, (2022), perteneciente a la Formación Guandacol (Sepurkhoviano - Bashkiriano; ca. 326-312 Ma), se presenta en la figura 7.37. Este modelo incorpora datos AHe correspondientes a cinco alícuotas (Fig. 7.37).

De acuerdo a lo analizado en el apartado 7.3.2.6, la muestra MAZ02 fue totalmente reseteada. Por lo tanto, el modelado termal puede efectivamente registrar las trayectorias t-T de los procesos de enfriamiento en la zona de retención parcial (PRZ), después de haber alcanzado una temperatura superior a los 80°C.

La historia de calentamiento inicial, ocurre en un rango temporal entre los 325 Ma a 210 Ma (Fig. 7.37), vinculado a la sedimentación y magmatismo basáltico asociado a las formaciones Tupe, Patquia, Talampaya, y al Grupo Agua de la Peña. Esto conlleva al soterramiento de la Formación Guandacol a una tasa de calentamiento de 1,04°C/Ma. Durante esta etapa el soterramiento máximo ocurre a los 210 Ma con una temperatura de 140°C.

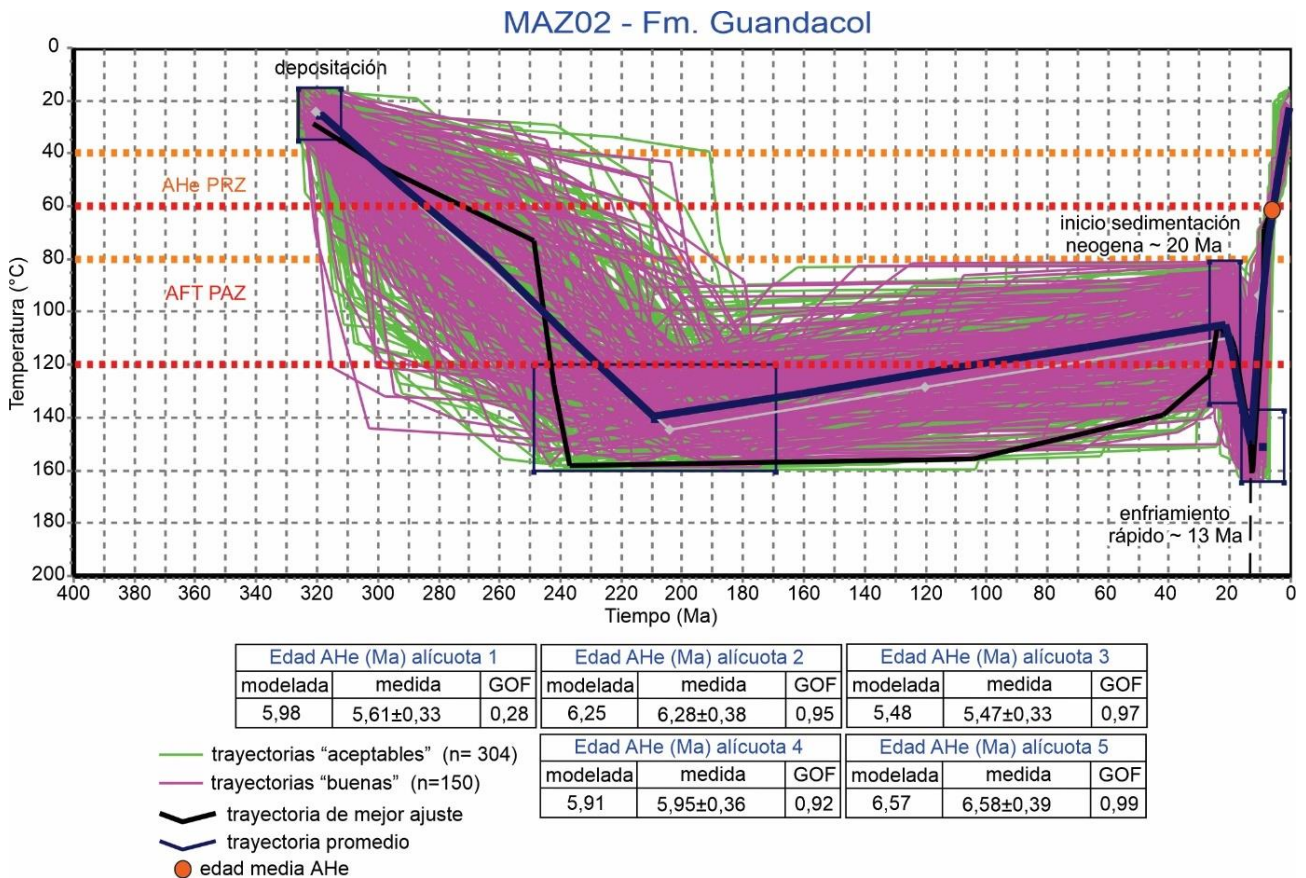


Fig.7.37: Resultado del modelado inverso termal de la muestra MAZ02 (Mackaman-Lofland *et al.*, (2022), extraída en la base de la Fm. Guandacol, en proximidad al basamento metamórfico expuesto al sur de la Sierra de Maz. Este modelo incorpora solamente datos AHe (5 alícuotas).

Posteriormente, comienza un periodo de enfriamiento prolongado y lento entre los 210-22 Ma (Fig. 7.37), a una tasa de 0,19 °C/Ma. Siguiendo la trayectoria t-T de mejor ajuste (Fig. 7.37), desde los 22 Ma hasta los 13 Ma, ocurre un nuevo episodio de calentamiento asociado al inicio de la sedimentación neógena, que conlleva al soterramiento de las Formación Guandacol a una tasa de calentamiento de 4,1° C/Ma. La temperatura máxima

de soterramiento alcanzada durante este episodio es de 160°C, por lo que la muestra podría estar completamente reseteada en el sistema termocronológico AFT. Esto último, es probable considerando los datos termocronológicos de Coughlin *et al.*, (1998), en las rocas del basamento metamórfico proterozoico de la Sierra de Maz (Fig. 7.7). Finalmente, la historia termal de la muestra MAZ02, culmina con un enfriamiento rápido entre los 13 Ma hasta tiempos recientes, a una tasa de 11,53 °C/Ma.

7.5.3 Cerro Bola: muestra N051

El modelo termal inverso para la muestra N051, perteneciente a la Formación Guandacol (Sepurkhoviano - Bashkiriano; ca. 326-312 Ma), se presenta en la figura 7.37. Este modelo incorpora datos AFT y AHe de Ezpeleta *et al.*, (2022).

De acuerdo a lo analizado en el apartado 7.3.1.2, la muestra N051 fue sujeta a procesos de reseteo total de las trazas confinadas presentes en las apatitas. Por lo tanto, el modelado termal puede efectivamente registrar las trayectorias t-T de los procesos de enfriamiento en la zona de cicatrizado parcial (PAZ) después de haber alcanzado una temperatura máxima de soterramiento superior a los 120°C.

El modelo inverso termal de la muestra N051 (Fig. 7.38), suministra una historia similar a la muestra MAZ02 (Fig.7.37). La trayectoria t-T promedio suministra un periodo de calentamiento inicial a tasas de 1,14°C/Ma entre 325-220 Ma, vinculado al soterramiento y magmatismo basáltico asociado a la acumulación de las formaciones Tupe, Patquia, Talampaya, y al Grupo Agua de la Peña. Durante este periodo la muestra alcanza temperaturas superiores a los 140° C, ingresando probablemente a la zona de retención parcial del sistema termocronológico ZrHe. Posteriormente se registra un periodo de enfriamiento lento y prolongado entre los 220-20 Ma a una tasa de 0,15 °C/Ma. Durante este periodo la muestra vuelve a ingresar a los 120 Ma a la zona de cicatrizado parcial AFT, residiendo prolongadamente dentro de ella por unos 100 Ma. Luego, comienza nuevamente un breve periodo de calentamiento entre los 20-13 Ma a una tasa 5 °C/Ma. Durante ese último periodo, coincidente con la acumulación de la Formación Quebrada de Médano, la muestra supera la temperatura de cierre de la PAZ, alcanzando una temperatura de 143°C. Finalmente, la historia termal de la muestra N051, culmina con un enfriamiento rápido entre los 13 Ma hasta tiempos recientes, a una tasa de 9,4 °C/Ma.

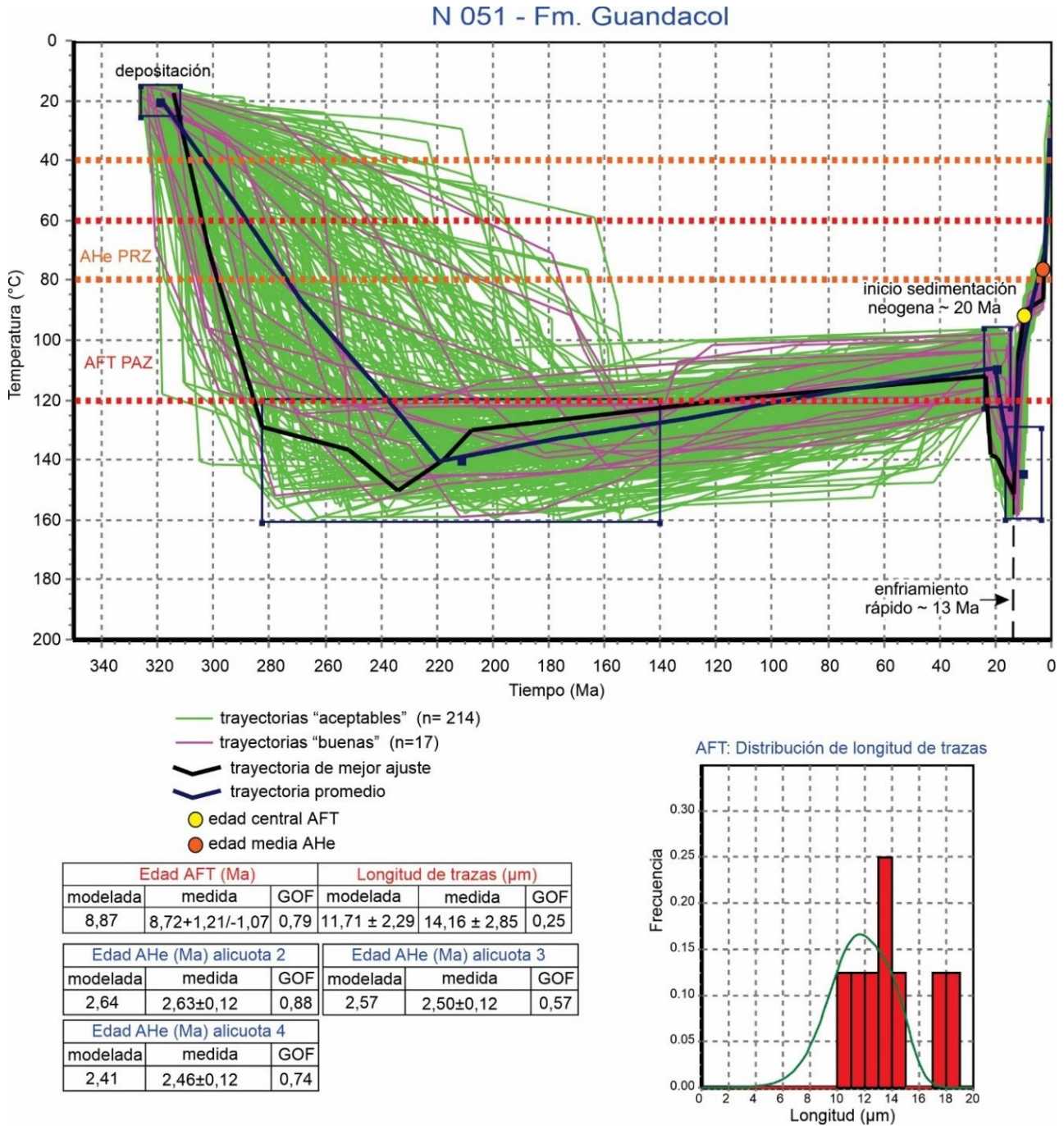


Fig. 7.38: Resultado del modelado inverso termal de la muestra N051 (Fm. Guandacol), extraída en el núcleo del anticlinal Cerro Bola por Ezpeleta *et al.*, (2022). Este modelo incorpora los datos AFT y AHe (3 alicuotas).

7.5.4 Cerro Rajado: muestras N145 y N148

Los modelos termales inversos para las muestras N145 y N148 (Figs. 7.39 y 7.40, respectivamente), pertenecientes a la Formación Los Colorados (Triásico tardío, Noriano, ca. 221-213 Ma; Kent *et al.*, 2014), incorporan los datos multitermocronológicos AFT y AHe de Ezpeleta *et al.*, (2022). Ambos modelos presentan historias termales similares.

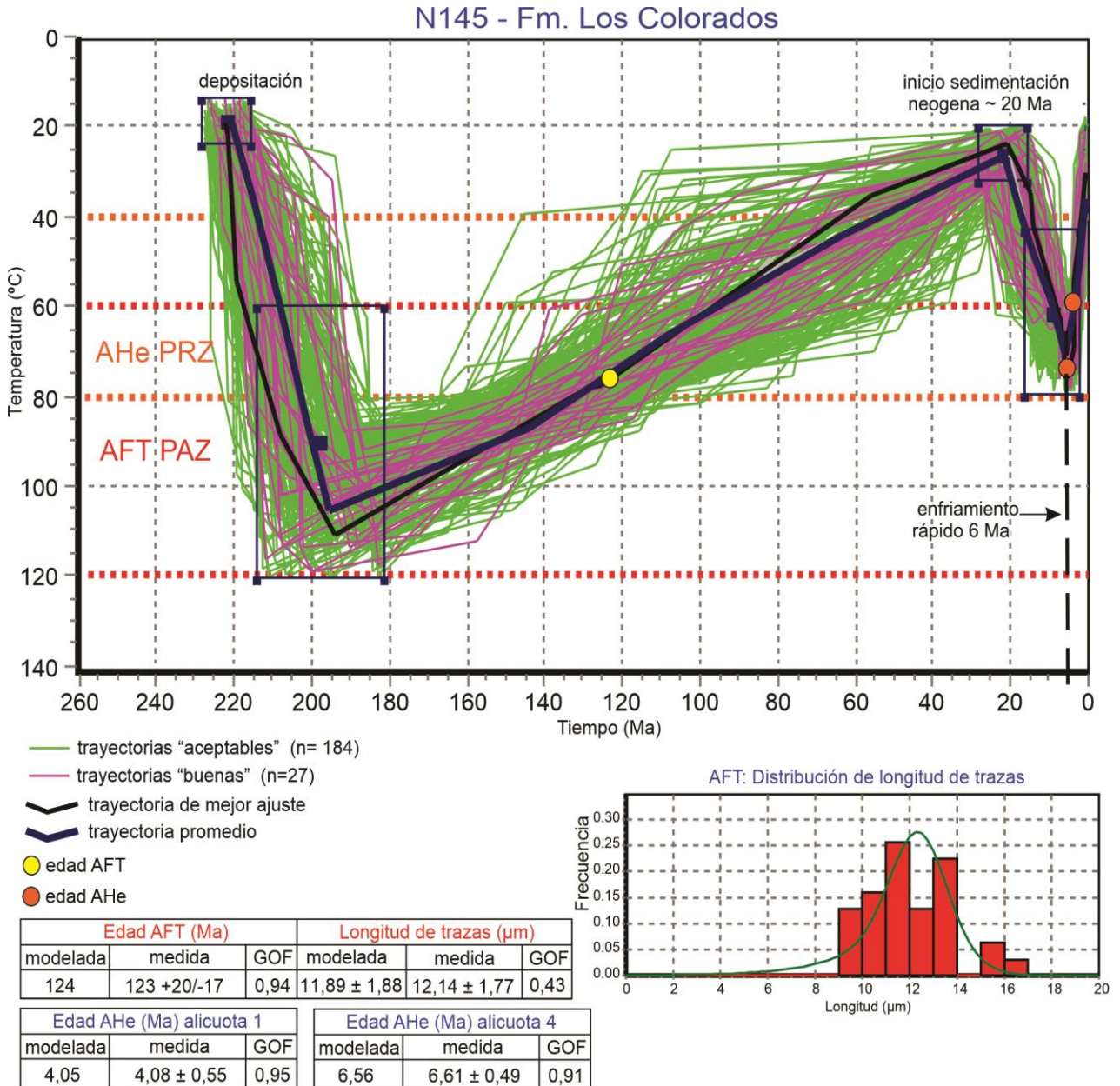


Fig. 7.39: Resultado del modelado inverso termal de la muestra N145 (Fm. Los Colorados), extraída en el cierre periclinal norte del anticlinal Cerro Bola por Ezpeleta *et al.*, (2022). Este modelo incorpora los datos AFT y AHe (2 alícuotas).

Según la trayectoria de mejor ajuste, en el modelo N145 el máximo calentamiento es alcanzado a los 195 Ma, a una temperatura de 110°C, mientras que en el modelo N148 el máximo calentamiento es alcanzado a los 190 Ma a una temperatura de 98°C. Estas temperaturas máximas están vinculadas a una historia de calentamiento inicial a tasas de 3,6 °C/Ma (modelo N148) y 2,6 °C/Ma (modelo N145). Posteriormente, en ambos modelos se registra un primer periodo de enfriamiento lento y prolongado hasta los 20 Ma. Durante ese periodo, ambas muestras residen prolongadamente en la zona de cicatrizado parcial AFT como en la zona de retención parcial AHe, de manera tal que el enfriamiento evoluciona en el modelo N145 a una tasa de 0,5 °C/Ma, mientras que en el modelo N148

evoluciona a una tasa de 0,45 °C/Ma. Luego, en el modelo N145 el primer periodo de enfriamiento, es seguido por un breve periodo de calentamiento a una tasa 3,9 °C/Ma, alcanzando una temperatura máxima de 75°C a los 6 Ma. Por lo contrario, en el modelo N148, el calentamiento ocurre a una tasa de 5,3 °C/Ma, alcanzando una temperatura máxima de 73°C a los 7 Ma. Este el periodo de calentamiento neógeno, es inicialmente contemporáneo con el vulcanismo andesítico desarrollado en el Cerro Rajado, cuyo registro volcanoclástico fue posteriormente cubierto por la Formación Quebrada de Médano, y por la sección inferior de la Formación Desencuentro.

Finalmente, el modelo N145 culmina con una etapa de enfriamiento acelerado de 9,2 °C/Ma, mientras que en el modelo N148 el enfriamiento transcurre a una tasa menor de 8,3 °C/Ma.

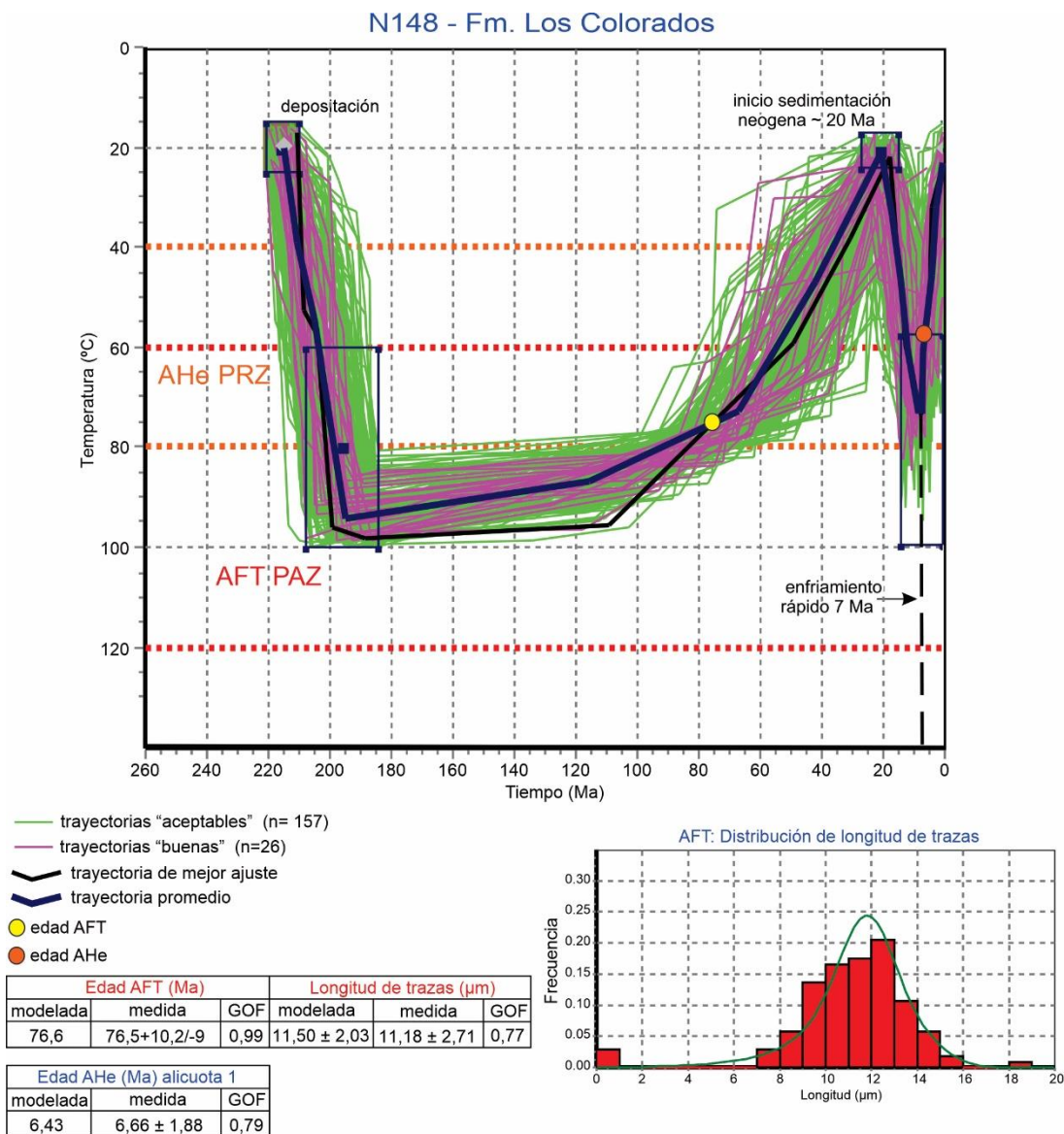


Fig. 7.40: Resultado del modelado inverso termal de la muestra N148 (Fm. Los Colorados), extraída en el cierre periclinal norte del anticlinal Cerro Bola por Ezpeleta *et al.*, (2022). Este modelo incorpora los datos AFT y AHe (1 alicuota).

7.5.5 Sierra Morada: muestra SVF01

El modelo termal inverso para la muestra SVF01, perteneciente a la Formación Tuminico (Sepurkhoviano - Bashkiriano; ca. 326-312 Ma Colombi *et al.*, 2018), se presenta en la figura 7.41. Este modelo incorpora datos multitermocronológicos ZrHe, AFT y AHe de Fosdick *et al.*, (2015).

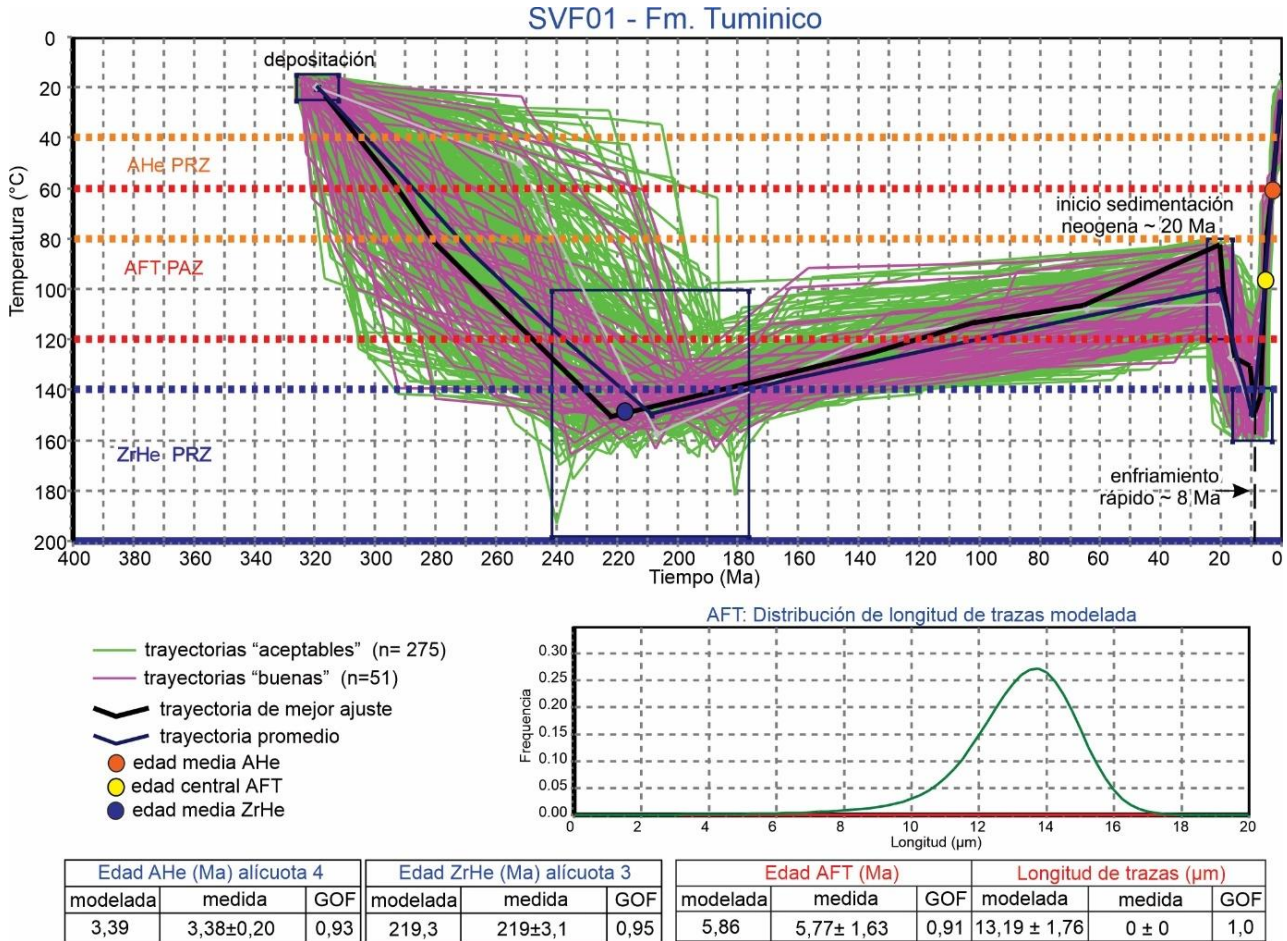


Fig. 7.41: Resultado del modelado inverso termal de la muestra SVF01 (Fm. Tuminico), extraída en el anticlinal Sierra Morada por Fosdick *et al.*, (2015). Este modelo incorpora los datos AFT, AHe (1 alícuota), ZrHe (1 alícuota).

El modelo inverso termal de la muestra SVF01 (Fig. 7.41), suministra una historia similar a las obtenidas en las muestras MAZ02 (Fig.7.37), y N051 (Fig.7.38). Debido a lo mencionado en el apartado 7.3.1.5, el modelo inverso no incorpora longitud de trazas confinadas. Sin embargo, la trayectoria t-T modelada permite obtener una distribución modelada de trazas confinadas con una longitud promedio de 13,19 µm, y un desvío estándar < 2 µm, consistente con una historia de enfriamiento acelerado luego que las trazas anteriores fueron borradas por completo al sobrepasar la zona de cicatrizado parcial AFT (reseteado completo).

La trayectoria t-T promedio suministra un periodo de calentamiento inicial a tasas de $1,13^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ entre 325-210 Ma, vinculado al soterramiento y magmatismo basáltico asociado a la acumulación de las Formación Talampaya, y al Grupo Agua de la Peña (Fig. 7.15). Durante este periodo la muestra alcanza temperaturas superiores a los 140°C , ingresando de acuerdo a la edad ZrHe a la zona de retención parcial de dicho sistema termocronológico. Posteriormente se registra un periodo de enfriamiento lento y prolongado entre los 210-20 Ma a una tasa de $0,23^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Durante este periodo, la muestra reside inicialmente durante 30 Ma en la zona de retención parcial ZrHe, para luego de manera gradual ingresar y residir prolongadamente en la zona de cicatrizado parcial AFT por al menos 100 Ma. Luego, comienza nuevamente un breve periodo de calentamiento entre los 20-8 Ma a una tasa $3,75^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Durante ese último periodo, coincidente con la acumulación de la Formación Rio Mañero y por la sección inferior de la Formación Desencuentro (Fig. 7.15), la muestra supera la temperatura de cierre de la PAZ, alcanzando una temperatura de 150°C . Finalmente, la historia termal de la muestra SVF01, culmina con un enfriamiento rápido entre los 8 Ma hasta tiempos recientes, a una tasa de $16,25^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$.

7.5.6 Sierra Morada: muestras S167 y S163

La historia termal de las muestras S167 y S163 (Figs. 7.42 y 7.43), perteneciente a la Formación Los Rastros (Carniano; ca. 233-230 Ma; Mancuso *et al.*, 2020) incorpora los datos termocronológicos AFT y AHe de Ezpeleta *et al.*, (2022).

Debido a lo mencionado en el apartado 7.3.1.5, el modelo inverso de la muestra S167 (Fig. 7.43), no incorpora longitud de trazas confinadas. Sin embargo, la trayectoria t-T modelada permite obtener una distribución de trazas confinadas con una longitud promedio corta ($9,16\ \mu\text{m}$), y un desvío estándar $>2\ \mu\text{m}$, consistente con una exposición temporal prolongada de la muestra dentro de la PAZ, ya sea por enfriamiento monótono o por soterramiento posterior y consecuente exposición a altas temperaturas.

Luego de la depositación de la Formación Los Rastros, se depositaron sobre la misma las formaciones Ischigualasto y Los Colorados (Fig. 7.15), lo que produjo un soterramiento y el calentamiento máximo de la roca a una tasa de $4,5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, alcanzando una temperatura de 135°C , en un lapso de 25 Ma. Posteriormente, en un lapso de 188 Ma se registra un primer periodo de enfriamiento lento y prolongado hasta los 20 Ma, a una tasa de $0,5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Luego, ocurre el proceso de sedimentación Neógeno sobre la formación, en un periodo de tiempo de 12 Ma lo que conlleva al soterramiento de la roca con una tasa de calentamiento de $5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Durante este evento se alcanza una temperatura de 100°C a

los 8 Ma. Finalmente, desde los 8 Ma hasta llegar al tiempo actual, se registra el último periodo de enfriamiento a una tasa de 10 °C/Ma, siendo este un proceso de enfriamiento relativamente rápido.

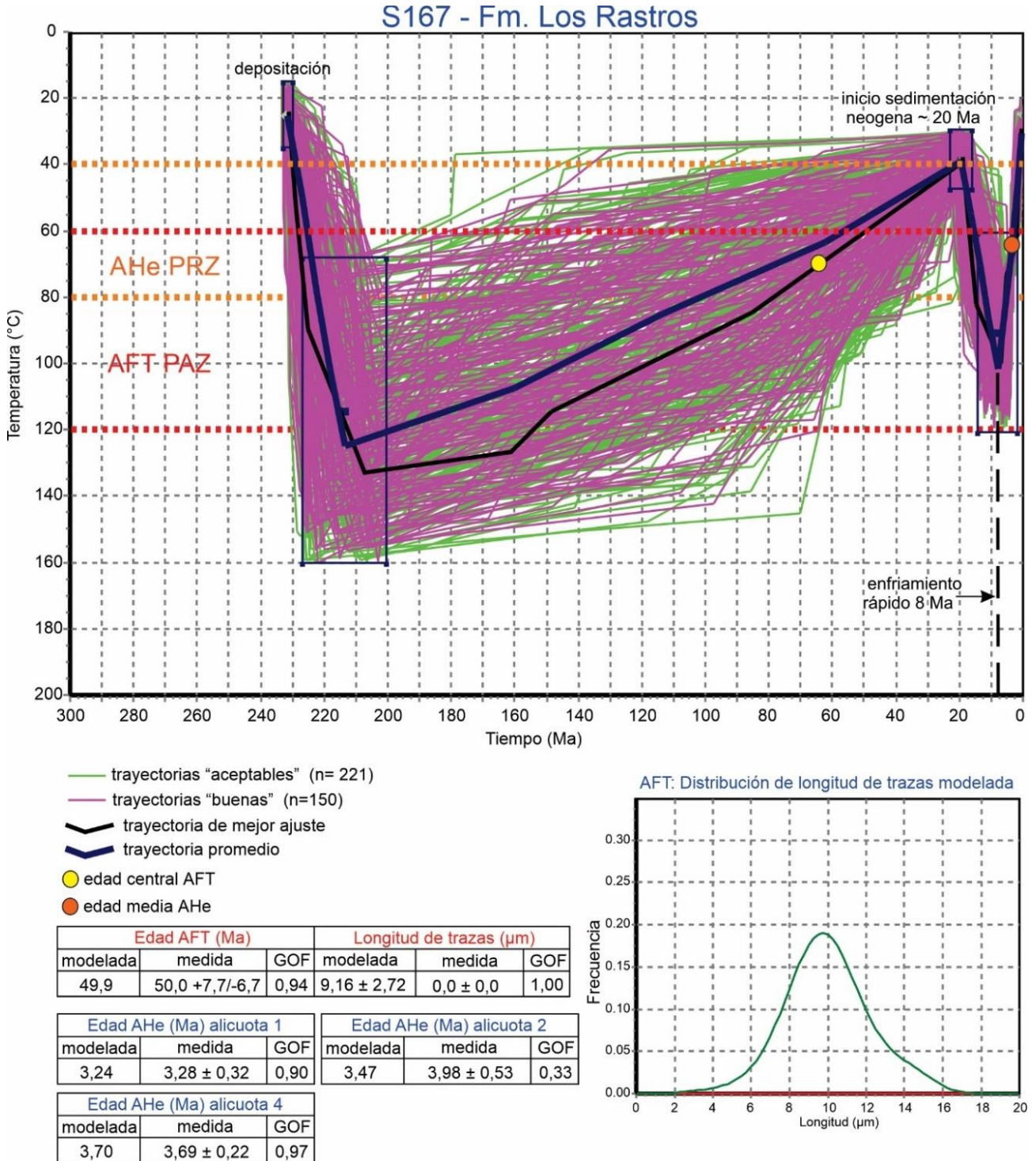


Fig.7.42: Resultado del modelado inverso termal de la muestra S167 (Fm. Los Rastros), extraída en el anticlinal Sierra Morada por Ezpeleta *et al.*, (2022). Este modelo incorpora los datos AFT y AHe (3 alicuotas).

La historia termal de la muestra S163 (Fig. 7.43), es similar a la obtenida en la muestra S167. Algunas diferencias son registradas en el periodo de calentamiento neógeno asociado a la depositación de las Formación Río Mañero, y parte de la sección inferior de la Formación Desencuentro. Durante esa etapa la muestra fue sometida a una temperatura máxima de soterramiento de 70°C, para luego ser enfriada rápidamente a los 7 Ma. De acuerdo a esa temperatura alcanzada, es probable que la muestra S163 se encuentre parcialmente reseteada en el sistema termocronológico AHe.

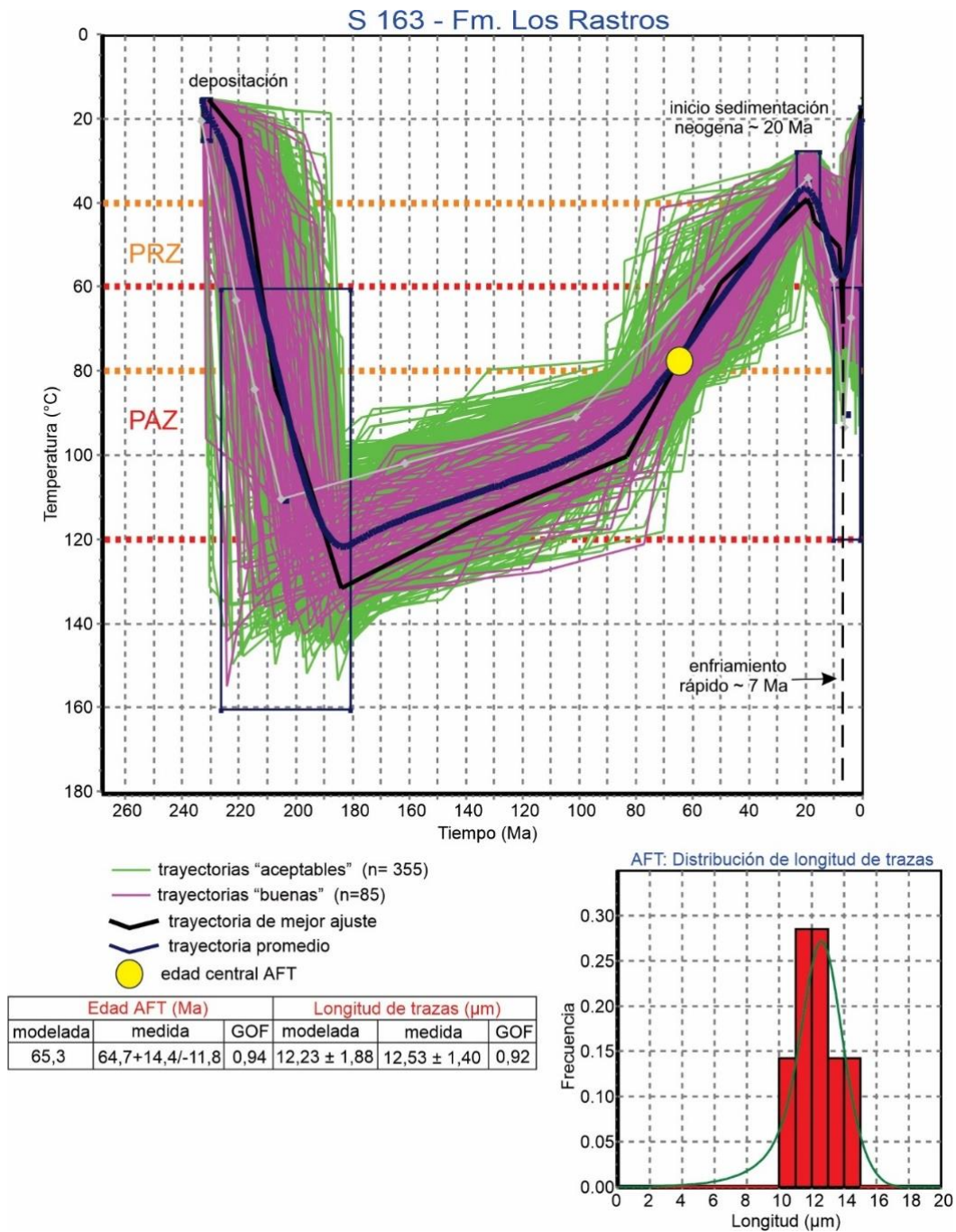


Fig.7.43: Resultado del modelado inverso termal de la muestra S163 (Fm. Los Rastros), extraída en el anticlinal Sierra Morada por Ezepeleta *et al.*, (2022). Este modelo incorpora solamente datos AFT.

7.5.7 Sierra de Los Tarjados: muestra TAR-Thermo_AFT1

La muestra TAR-THERMO_AFT1 (esta tesis; apartado 7.4.1.5), describe la historia termal de la Formación Talampaya en el área del anticlinal Sierra de Los Tarjados (Fig. 7.44), la cual tuvo un proceso de depositación en un rango de edad de ca. 270 a 252 Ma (Pérmico tardío - Triásico temprano; Gulbranson *et al.*, 2015). Posteriormente, ocurre el proceso de sedimentación Triásico en un periodo de 22 Ma que conlleva al soterramiento de la roca a una tasa de calentamiento de 2,27°C/Ma. Durante esta etapa, el soterramiento máximo ocurre a los 230 Ma con una temperatura de 75°C.

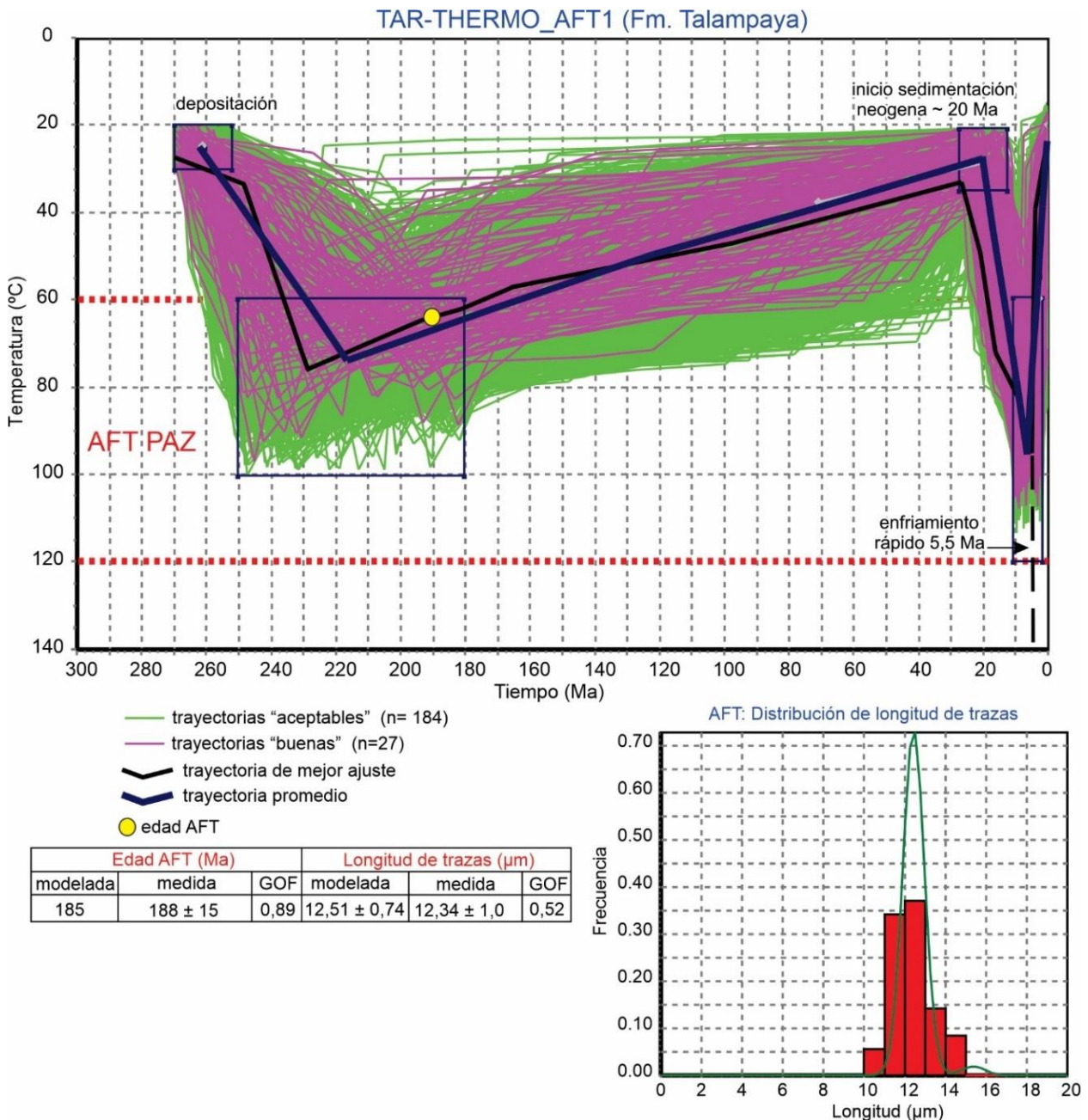


Fig.7.44: Resultado del modelado inverso termal de la muestra Thermo-TAR_AFT1 (Fm. Talampaya), extraída en el anticlinal Sierra de Los Tarjados (esta tesis). Este modelo incorpora solamente datos AFT.

El primer episodio de enfriamiento es prolongado y lento, y transcurre entre los 230 Ma y los 25 Ma, a una tasa de enfriamiento de $0,17^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Durante los primeros 50 Ma de dicho periodo, la muestra reside en la zona de cicatrizado parcial AFT, para luego residir prolongadamente a temperaturas inferiores a los 60°C desde los 170 Ma hasta los 25 Ma. Luego, comienza el periodo de sedimentación Neógeno sobre la Formación Talampaya, que conlleva al soterramiento de esta unidad a una tasa de calentamiento de $3^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ en un periodo de tiempo de 19 Ma. Durante este periodo la muestra vuelve a ingresar a la zona de cicatrizado parcial AFT hasta que a los 5,5 Ma comienza un periodo de enfriamiento acelerado a una tasa de $13,6^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$.

Si bien en esta tesis no se disponen de datos AHe sobre la muestra THERMO_AFT1, se deduce de acuerdo a la última trayectoria de enfriamiento, que esta muestra podría estar completamente reseteada en el sistema termocronológico AHe.

7.5.8 Sierra de Sañogasta: muestra AICU_AFT1

La muestra AICU_AFT1 (esta tesis; apartado 7.4.1.4), describe la historia termal del basamento granítico Ordovícico Inferior de la Sierra de Sañogasta (Figs. 7.9 y 7.34). Debido a la baja temperatura de cierre del sistema termocronológico AFT, se considera que la historia termal paleozoica en el modelo inverso no es confiable. En el modelo obtenido (Fig. 7.45), se descarta la imposición de una restricción “caja” vinculada a un posible evento de calentamiento debido a soterramiento por la sedimentación neógena, aspecto que fue observado en las tareas de campo, y que fue considerado en las reconstrucciones estructurales de la Sierra de Sañogasta (Fig. 6.57). Además, al imponer dicha restricción no se cumplen con los criterios estadísticos de modelado establecidos en el apartado 7.2.6.1.

En el modelo inverso obtenido (Fig. 7.45), se observa una etapa de calentamiento inicial que ocurre entre los 315 Ma a 210 Ma, la cual es sucedida por una prolongada etapa de enfriamiento hasta los tiempos modernos. La etapa de calentamiento inicial, coincide con el periodo donde el basamento fue cubierto por la Formación Patquia (ca. 1600 m de espesor según la reconstrucción estructural de la figura 6.57). Luego, cronológicamente comienza el *rifting* Permo-Triásico, donde probablemente el basamento fue recalentado por las anomalías térmicas inducidas por el ascenso astenosférico, principalmente durante la etapa de *synrift*. Durante todo este periodo, y siguiendo la trayectoria t-T promedio, el calentamiento ocurrió a una tasa de $0,53^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, registrándose a los 204 Ma la máxima

temperatura de soterramiento que habría alcanzado el basamento, la cual es cercana a los 102°C.

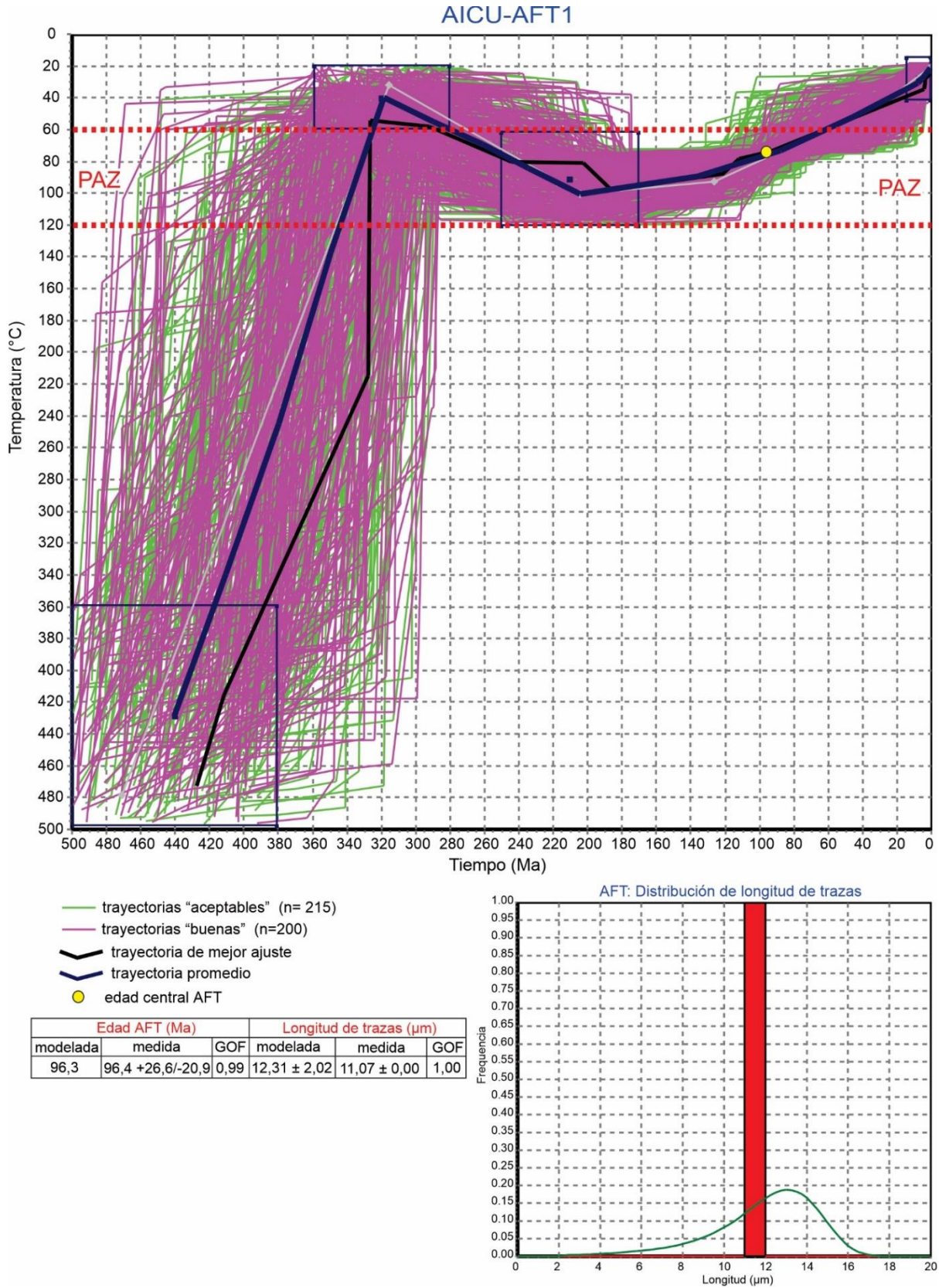


Fig.7.45: Resultado del modelado inverso termal de la muestra AICU_AFT1 (Granodiorita, Ordovícico Inf.), extraída en la base de la Sierra de Sañogasta sobre el bloque colgante de la falla de Aicuña (esta tesis). Este modelo incorpora solamente datos AFT.

La etapa final en la historia termal de la muestra AICU-AFT1, está caracterizada por un enfriamiento prolongado y lento, que ocurrió a una tasa de enfriamiento de 0,4 °C/Ma. Durante esta etapa, la muestra atravesó lentamente a los 96 Ma la zona de cicatrizado parcial (“PAZ”; Fig.7.45). Debido a lo mencionado en el apartado 7.3.1.4, el modelo inverso solamente incorpora una sola medición de longitud de trazas confinadas. Sin embargo, la trayectoria t-T modelada permite obtener una distribución de trazas confinadas con una longitud promedio mediana a corta (12,3 μm), y un desvío estándar $>2 \mu\text{m}$. Estos valores son consistentes a los generados por una exposición temporal prolongada de la muestra dentro de la PAZ, de manera similar a las trayectorias observadas en rocas de basamento que se han enfriado lentamente o que residieron prolongadamente en la PAZ (~60–120°C; Gleadow *et al.*, 1986; Green *et al.*, 1986).

7.6 Discusión sobre las historias termales

Las diferentes fases tectónicas registradas en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y el extremo austral del Sistema de Famatina (Véase Capítulo 2), produjeron un marco estratigráfico y estructural complejo. Esto se traduce en fuertes variaciones de los espacios de acomodación, y en estilos estructurales diversos (Véase Capítulos 4, 5 y 6), que implícitamente sugieren historias termales complejas, principalmente desde el Triásico hasta el Cenozoico, considerando la sensibilidad termal de los datos termocronológicos presentados y analizados en los apartados anteriores. A continuación, se discuten en orden cronológico las historias termales obtenidas a partir de los datos AFT, AHe, %Ro, en los modelos inversos tiempo-temperatura.

7.6.1 Historia termal durante el *rifting* Permo-Jurásico temprano

El relleno de la megasecuencia de *synrift* permo-triásica (Fms. Talampaya, Tarjados, Chañares, Los Rastros e Ischigualasto), en donde cada una de esas unidades corresponde a diferentes etapas del *synrift* (Colombi *et al.*, 2017), muestra variaciones laterales y verticales controladas por diversos factores: tectónicos, volcánicos y en menor medida climáticos. En primer lugar, el notorio engrosamiento de la megasecuencia de *synrift* hacia la falla de Valle Fértil (falla de borde del hemigraben; Fig. 4.11), implica una elevada subsidencia mecánica provocada por el accionar de dicha falla. De esta manera, el espacio de acomodación generado en el margen activo del hemigraben fue rellenado por unos 2000 a 2500 m de sedimentos, mientras que hacia el este de la cuenca (margen pasivo) se

registra un espesor de entre 800 a 1300 m en las unidades del *synrift*. A su vez, desde el inicio del relleno se registra una importante actividad magmática basáltica desarrollada principalmente a lo largo de la falla de Valle Fértil, con menor desarrollo en el extremo austral de la Sierra de Los Tarjados (Figs. 7.7 y 7.8). Todas estas características tectono-sedimentarias implican un régimen termal muy variable en la litosfera Permo-Triásica, con una clara tendencia de aumento de paleotemperaturas hacia el margen activo del hemigraben, debido al efecto combinado de ascenso astenosférico hacia el espacio de acomodación creado por el estiramiento mecánico de la litosfera, soterramiento e intrusión y extrusión de basaltos en la corteza. Esta tendencia termal fue discutida por Ezpeleta *et al.*, (2022) mediante datos de la reflectancia de la vitrinita (Figs. 7.29 y 7.30), y modelos termales con datos multitermocronológicos, demostrando que las máximas temperaturas a las que fueron sometidas las unidades del *synrift*, y las unidades infrayacentes del Grupo Paganzo, fueron alcanzadas durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior.

En esta tesis se apoya la propuesta de Ezpeleta *et al.*, (2022), mediante los modelos termales de las muestras RAMA-THERMO_AFT1, MAZ02, N051, SVF01, S167 y S163 (Figs. 7.36, 7.37, 7.38, 7.41, 7.42 y 7.43), los cuales muestran que las rocas fueron sometidas a temperaturas máximas de entre 120 a 170° C durante el Triásico tardío – Jurásico. Este rango temporal incluye también la etapa de *postrift* caracterizada por la acumulación de la Formación Los Colorados, de manera tal que esa unidad también habría contribuido en el soterramiento de las unidades infrayacentes del *synrift*, y las de *prerift* (Gr. Paganzo). Considerando los espesores reconstruidos a lo largo de la Quebrada Agua de la Peña (Fig.7.15), y las trayectorias tiempo temperatura de los modelos termales entre el lapso temporal del *rifting* (~ 270 a 195 Ma), un paleogradiente geotérmico de al menos 40° a 50° C/Km fue necesario para que las rocas alcancen las temperaturas máximas antes mencionadas. Esta estimación es congruente con las estimaciones y modelados termales realizados por Ortiz *et al.*, (2021) y Ezpeleta *et al.*, (2022). Asimismo, esta estimación es consistente con el rango de gradientes geotérmicos registrados en cuencas de *rift* (e.g., Baldwin, 1996; Cloetingh *et al.*, 2013; Balázs *et al.*, 2017)

El paleogradiente geotérmico Permo-Triásico estimado en el párrafo anterior corresponde o es representativo del margen activo del hemigraben, a lo largo del rumbo de la falla de Valle Fértil. Sin embargo, mediante el modelo termal de la muestra TAR-Thermo-AFT1 (Fig. 7.44), correspondiente a la Formación Talampaya, es posible estimar un paleogradiente geotérmico para la región oriental del hemigraben, es decir hacia el margen

pasivo (sector de la Sierra de Los Tarjados – Sierra de Sañogasta; Fig. 7.9). En este sentido, utilizando la trayectoria tiempo-temperatura de dicho modelo termal entre el lapso temporal del *rifting* (~ 270 a 195 Ma), y considerando un soterramiento de aproximadamente 1300 metros de acuerdo a los perfiles sísmicos, es posible estimar un paleogradiante de unos 38°C/km. Esas condiciones termales, permiten así explicar la temperatura máxima de soterramiento de 75°C (Fig. 7.44), a las que estuvieron expuestas las rocas de la Formación Talampaya durante el *rifting*. Estimaciones similares a las realizadas sobre la muestra TAR-Thermo-AFT1, se obtienen también al analizar la trayectoria tiempo-temperatura del modelo AICU_AFT1 (Fig. 7.45), considerando los espesores que cubrieron el basamento granítico Ordovícico de la Sierra de Sañogasta (Fig. 6.57). De esta manera el paleogradiante geotérmico a lo largo del margen pasivo del hemigraben Permo-Triásico, no difiere sustancialmente al estimado en el margen activo, por lo que se deduce, que, a pesar del menor soterramiento en el margen pasivo, el flujo de calor y el gradiente geotérmico fue más o menos homogéneo en toda la cuenca durante el *rifting* Permo-Triásico.

La historia termal durante la etapa del *postrift* puede ser analizada separadamente a través de los modelos termales de las muestras N145 y N148 (Figs. 7.39 y 7.40, respectivamente), pertenecientes a rocas de la Formación Los Colorados (Triásico tardío, Noriano, ~ 221-213 Ma; Kent *et al.*, 2014). Estas muestras fueron soterradas hasta alcanzar temperaturas de entre los 95 a 105°C a los 195 Ma. Teniendo en cuenta que los espesores de la Formación Los Colorados oscilan entre los 600 a 800 m, y considerando temperaturas superficiales de 20°C-25°C durante el Triásico tardío, un gradiente geotérmico de no menos de 100°C/km debería haber sido necesario para alcanzar las temperaturas máximas de soterramiento. Este gradiente se considera poco realista, debido a que durante el *postrift* el reequilibrio termal de la litosfera conlleva a un gradual enfriamiento de la litosfera. Además, la ausencia de magmatismo basáltico, debería también haber provocado una disminución en el gradiente geotérmico. Por lo tanto, el gradiente geotérmico durante el *postrift* debería haber sido inferior o similar a los 40° C/km - 50° C/km del *synrift*. Si se consideran estos últimos gradientes geotérmicos para la etapa del *postrift*, considerando los modelos de Ezpeleta *et al.*, (2022), y los modelos termales de las muestras N145 y N148 (Figs. 7.39 y 7.40), se requieren al menos unos 2000 m de espesor para alcanzar las temperaturas máximas de soterramiento durante el Jurásico temprano. Esta propuesta implica considerar una edad de sedimentación para la Formación Los Colorados entre los ~ 221-195 Ma, donde al menos 1200-1400 metros de la unidad fueron erosionados luego del Jurásico temprano. Esto último es consistente con la presencia de la discordancia erosiva que

separa la Formación Los Colorados con la Formación Cerro Rajado; esta última con una edad de sedimentación comprendida entre el Jurásico y el Paleógeno.

Como comentario final, y a modo de ejemplo análogo al *postrift* de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, que puede resultar de interés general; lo constituye las cuencas de *rift* del Cretácico Inferior del Norte de China (Liu *et al.*, 2022). Estos autores mediante la aplicación del método de trazas de fisión en apatitas y el modelado termal, determinaron una etapa de *postrift* cronológicamente más extensa a las propuestas iniciales realizadas por otros autores, donde los espesores de las sucesiones de *postrift* fueron históricamente subestimados. De esa manera, estimaron espesores similares a los propuestos en el párrafo anterior para la Formación Los Colorados, remarcando la gran utilidad que presenta la termocronología de trazas de fisión en apatitas en el estudio del soterramiento y calentamiento de secuencias sedimentarias con espesores residuales, que no reflejan las condiciones iniciales del espacio de acomodación.

7.6.2 Historia termal entre el Jurásico temprano y el Paleógeno

Los modelos inversos termales presentados en el apartado 7.5, muestran que luego del evento de calentamiento asociado a la etapa de *rifting*, comenzó un periodo de enfriamiento prolongado y lento entre los ~ 195-20 Ma, a una tasa inferior de al menos 0,7 °C/Ma. De esa manera, estas condiciones térmicas habrían sido favorables para el desarrollo de la zona de reseteo parcial (PAZ) en el sistema AFT, de acuerdo a los fundamentos teóricos-experimentales expuestos por Fitzgerald y Malusà (2019); y referencias allí citadas.

De acuerdo a Ortiz *et al.*, (2021), las condiciones termales durante este periodo son consistentes con un relajamiento termal generalizado luego de la etapa de *rifting*. Este prolongado periodo, coincide con un importante hiatus sedimentario regionalmente expresado en la cuenca (Véase capítulo 3). De acuerdo a lo propuesto en el apartado anterior, este hiatus estaría vinculado inicialmente a la erosión de la sección superior de la Formación Los Colorados, y luego estaría parcialmente interrumpido por una sección condensada de ~20 a 100 m de espesor correspondiente a los conglomerados y areniscas la Formación Cerro Rajado. Por lo tanto, y considerado estos delgados espesores, es poco probable que haya ocurrido un aumento de temperatura debido al soterramiento de sedimentos.

A su vez, y a diferencia de lo observado hacia el este de la Sierra de Sañogasta, más precisamente en la Sierra del Velasco (e.g., Stevens Goddard *et al.*, 2018), no hay evidencias estructurales, magmáticas e hidrotermales asociadas un evento de *rifting* Cretácico que haya promovido calentamiento y aumento del gradiente geotérmico debido a un aumento de flujo de calor en la litosfera. De esta manera, la propuesta de Ezpeleta *et al.*, (2022), de un episodio de calentamiento asociado al soterramiento ejercido por la Formación Cerro Rajado, y aumento de flujo de calor durante el Cretácico – Neógeno carece de sustento geológico. Si bien Ezpeleta *et al.*, (2022), obtiene trayectorias Tiempo-Temperatura que sustentan una etapa de calentamiento, es importante resaltar que la “caja” o restricción utilizada en los modelos termales para forzar las trayectorias, está basada en la asunción de que la Formación Cerro Rajado representa un registro sedimentario del Cretácico. Hasta la fecha, la ausencia de datos geocronológicos absolutos, o de restos fósiles, no permite establecer si dicha unidad es de edad Jurásica, Cretácica, o Paleógena. Antes todas estas incertezas, y bajo los argumentos mencionados anteriormente sobre el delgado espesor de esta unidad, se prefiere caracterizar el lapso temporal entre los ~195-20 Ma como un periodo de quietud tectónica que refleja condiciones de no deposición, erosión o muy baja tasa de sedimentación.

7.6.3 Historia termal entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio/Superior

De acuerdo a los modelos inversos termales de las muestras MAZ02, N051, N145, N148, SVF01, S167, S163 y TAR-Thermo-AFT1 (Figs. 7.37, 7.38, 7.39, 7.40, 7.41, 7.42, 7.43, y 7.44 respectivamente), un segundo periodo de calentamiento comienza a partir del Mioceno Inferior hasta el Mioceno Medio/Superior. Este periodo no ha sido considerado en los modelos termales propuestos por Fosdick *et al.*, (2015); Ortiz *et al.*, (2015, 2021) y Ezpeleta *et al.*, (2022). En esta tesis se propone la existencia de este periodo, donde los mecanismos de recalentamiento sobre las secuencias sedimentarias pre-cenozoicas, se atribuyen a: 1) el efecto térmico inducido por las intrusiones y fluidos hidrotermales asociados al evento magmático andesítico (Fm. La Moradita), principalmente en los anticlinales Cerro Rajado – Cerro Bola (Figs. 7.7 y 7.8), y 2) un incremento del soterramiento por la acumulación de las formaciones Quebrada de Médano, Rio Mañero y Desencuentro. El primer efecto se considera preponderante entre los 20 a 18 Ma, teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas y las edades del evento magmático andesítico (Astini *et al.*, 2017). Por su parte, la duración del soterramiento ejercido por las formaciones Quebrada de

Médano, Rio Mañero y Desencuentro, varía en los diferentes modelos termales en función al inicio del último evento de enfriamiento que es analizado en el siguiente apartado.

La localización de las muestras dentro de la columna sedimentaria también juega un rol importante, debido a que se encuentra directamente relacionada con la temperatura máxima que alcanzaron las muestras, la cual aumenta con la profundidad, de acuerdo a los datos de la reflectancia de la vitrinita (Figs. 7.15, 7.29). En este sentido, los modelos termales de las muestras MAZ02 y N051 (Figs. 7.37 y 7.38) muestran que el recalentamiento Mioceno sobre las rocas de la Formación Guandacol, en la región del Sierra de Maz y el Cerro Bola, se produjo hasta los 13 Ma cuando se alcanzó una temperatura máxima de 150° C. De esta manera, las muestras alcanzaron la total cicatrización de las trazas presentes en los granos de apatita, al sobrepasar los 120°C de la base de la zona de cicatrización parcial (Fig. 7.1). Sobre estas muestras, si se consideran aproximadamente los 1200 m de espesor acumulados entre los 20 a 13 Ma, correspondientes a la Formación Quebrada, de acuerdo a la reconstrucción estructural de la figura 6.26, un paleogradiente geotérmico de entre 35° a 25° C/Km permite explicar las máximas temperaturas alcanzadas. Este paleogradiente geotérmico es similar a los calculados por Stevens Goddard y Carrapa (2018), en el registro sedimentario Mioceno de la Cuenca de Vinchina, la cual se encuentra ubicada unos 80 km al norte del área de estudio.

En el anticlinal de la Sierra Morada, el modelo termal de la muestra SVF01 (Fig. 7.40), establece que el recalentamiento Mioceno sobre las rocas de la Formación Tuminico se extiende hasta los 8 Ma, alcanzando una temperatura máxima de soterramiento de 150° C. De esta manera, y al igual que las muestras MAZ02 y N051 (Figs. 7.37 y 7.38), se alcanzaron las condiciones de total cicatrización de las trazas presentes en los granos de apatita. De acuerdo a la columna estratigráfica de la figura 7.15, las condiciones termales antes mencionadas se alcanzan debido a la acumulación de unos 1500 m sedimentos, correspondientes a la Formación Rio Mañero y a los términos basales e intermedios de la Formación Desencuentro. Teniendo en cuenta este espesor sedimentario, y la diferencia de temperaturas en el lapso de tiempo antes mencionado, un paleogradiente de unos 30° C/Km permite explicar la máxima temperatura a la que fue soterrada la muestra SVF01 durante el Mioceno.

El recalentamiento Mioceno en el sector del anticlinal Sierra Morada, también puede observarse en los modelos termales de las muestras S167 y S163 (Fig. 7.41 y 7.42), correspondientes a la Formación Los Rastros. De acuerdo a la columna estratigráfica de la

figura 7.15, estas muestras se encuentran a una menor profundidad estratigráfica que la muestra SVF01, por lo que el efecto del soterramiento ejercido por la Formación Rio Mañero, y los términos basales e intermedios de la Formación Desencuentro, provoca que las muestras alcancen temperaturas máximas entre los 100° y 70° C. Esta historia termal confirma así la cicatrización o borrado parcial de las trazas presentes en los granos de apatita de las muestras S167 y S163. A su vez, esta historia termal confirma el reseteo total en el sistema termocronológico U-Th/He en apatitas.

En el anticlinal Cerro Rajado, los modelos termales de las muestras N145 y N148 (Figs. 7.39 y 7.40), establecen que el recalentamiento Mioceno sobre las areniscas de la Formación Los Colorados se extiende hasta los 7 a 6 Ma, alcanzando una temperatura máxima de soterramiento de unos 70° C. Esto confirma la cicatrización parcial de las trazas presentes en los granos de apatita, y el reseteo parcial en el sistema termocronológico AHe, para las muestras N145 y N148. Teniendo en cuenta la reconstrucción estructural del anticlinal Cerro Rajado (Fig. 6.29), al menos 2600 m de sedimentos correspondientes a la Formación Quebrada de Médano y a la sección inferior de la Formación Desencuentro, fueron depositados previamente a las etapas de deformación y crecimiento del anticlinal. De esta manera, considerando la variación de la temperatura durante el soterramiento, un paleogradiente geotérmico de entre 19° a 20° C/Km permite explicar las máximas temperaturas de soterramiento que alcanzaron la muestras N145 y N148 a los 7-6 Ma. Este paleogradiente geotérmico es similar a los calculados por Collo *et al.*, (2011), en el registro sedimentario Mioceno de la Cuenca de Vinchina, ubicada a unos 80 km al norte del área de estudio.

Cabe destacar que Ezpeleta *et al.*, (2022), en sus modelos termales proponen que entre los 20 a 10 Ma, la muestras N145 y N148 fueron sometidas a temperaturas entre los 65 °C a 73 °C. Esa propuesta difiere notablemente con la temperatura de 25±5 °C reinante a los 20 Ma en el inicio del soterramiento Mioceno (Figs. 7.39 y 7.40), la cual es considerada como una temperatura superficial. Esta propuesta asume que entre los 20 a 15 Ma, el techo de la Formación Los Colorados se encontraba a escasa profundidad de la superficie terrestre, lo cual es consistente con la presencia de la discordancia angular o truncación que separa la Formación Los Colorados con respecto a la Formación Quebrada de Médano (Figs. 3.11 A, 4.16). Esta observación refuerza así la historia de un episodio de recalentamiento exclusivamente Mioceno, como muestran los modelos termales antes mencionados. De esta manera, es posible así desestimar la propuesta de Ezpeleta *et al.*, (2022), quienes proponen un periodo de recalentamiento continuo desde el Cretácico hasta

el Mioceno medio-tardío, ignorando la relación estratigráfica antes mencionada, previamente reconocida en los trabajos de Parker (1974), Bossi (1977), y Malizzia (1987).

En el anticlinal Sierra de Los Tarjados, el modelado termal de la muestra TAR-Thermo-AFT1 (Fig. 7.44), muestra que el recalentamiento Mioceno sobre las areniscas de la Formación Talampaya. Particularmente sobre esta muestra el recalentamiento fue más extenso que las muestras antes mencionadas, abarcando un periodo de unos 15 Ma, hasta alcanzar una temperatura máxima de soterramiento de 95°C a los 5 Ma (Fig. 7.44). Teniendo en cuenta la duración del recalentamiento Mioceno sobre la muestra TAR-Thermo-AFT1, se establece así que la totalidad de la Formación Desencuentro soterró a la Formación Talampaya, aspecto que fue considerado en la reconstrucción estructural del anticlinal Sierra de Los Tarjados (Fig. 6.48). De esta manera, si se consideran los aproximadamente 3500 metros de sedimentos miocenos acumulados sobre las formaciones Talampaya-Tarjados de acuerdo a las transectas estructurales balanceadas (Figs. 6.59, 6.60, y 6.61), un paleogradiante geotérmico de entre 18° a 20° C/Km permite explicar la máxima temperatura de soterramiento que alcanzó la muestra TAR-Thermo-AFT1 a los 5 Ma.

El hecho de que los paleogradientes geotérmicos determinados a partir de los modelos termales de las muestras N145, N148 y TAR-Thermo-AFT1, sean inferiores a los determinados entre los 20 a 8 Ma, puede atribuirse a que luego de los 8 Ma, la subducción subhorizontal de la placa de Nazca (*flat-slab* “Pampeano”), se instauró completamente sobre la región (Ramos *et al.*, 2002; Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022; y referencias allí citadas), provocando así un enfriamiento generalizado de la litosfera continental (Gutscher *et al.*, 2000; Dávila y Carter, 2013). Esto provocó así la profundización de las isothermas, que a pesar del importante espesor sedimentario depositado localmente sobre las formaciones Los Colorados y Talampaya-Tarjados, fue insuficiente para generar las condiciones de total cicatrización de las trazas presentes en los granos de apatita.

7.6.4 Historia termal entre el Mioceno Medio/Superior al Plioceno

Luego de la etapa de recalentamiento sobre las rocas pre-cenozoicas, ocurrida entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio a Superior, comienza la última etapa de enfriamiento la cual es parcialmente sincrónica con la etapa de recalentamiento analizada en el apartado anterior. Durante esta última etapa de enfriamiento, el basamento y la cobertura sedimentaria alcanzan temperaturas superficiales hacia el tiempo actual. En la presente

tesis, y en consistencia a los trabajos termocronológicos previos en la región (e.g., Coughlin *et al.*, 1998; Fosdick *et al.*, 2015; Ortiz *et al.*, 2015; 2021; Ezpeleta *et al.*, 2022; y Mackaman-Lofland *et al.*, 2022), se relaciona este último periodo de enfriamiento, al inicio de la tectónica andina en la región de estudio.

De acuerdo a los autores antes citados, existe un consenso generalizado en señalar que la deformación compresiva andina, o la principal fase de construcción orogénica en la región de estudio comenzó en el Mioceno medio-tardío. Esta propuesta establece que la exhumación y levantamiento de rocas, a lo largo del rumbo de las estructuras geológicas analizadas en el Capítulo 6, responden a los esfuerzos compresivos asociados a la somerización de la losa oceánica (Placa de Nazca). Este proceso geodinámico es atribuido a la colisión de la dorsal asísmica de Juan Fernández y al establecimiento del *flat-slab* “Pampeano” (Yáñez *et al.*, 2001; Kay y Mpodozis, 2002; Ramos *et al.*, 2002; Bello-González *et al.*, 2018; Quiero *et al.*, 2022; y referencias allí citadas). En este sentido, los modelos inversos termales de las muestras MAZ02, N051, N145, N148, SVF01, S167, S163 y TAR-Thermo-AFT1 (Figs. 7.37, 7.38, 7.39, 7.40, 7.41, 7.42, 7.43, y 7.44 respectivamente), establecen que el inicio del enfriamiento Mioceno Medio-Superior a Plioceno, es contemporáneo a los procesos de subducción antes mencionados. Además, los resultados obtenidos en los modelos indican que temporalmente el desarrollo topográfico-estructural, y el enfriamiento exhumacional es diacrónico en la región de estudio, y se superpone con los eventos de exhumación y levantamiento registrados en la Precordillera Argentina (e.g., Fosdick *et al.*, 2015; Mardonez *et al.*, 2020).

Geográficamente el pulso de enfriamiento Mioceno Medio-Superior a Plioceno comienza a los 13 Ma mediante el levantamiento y exhumación de las rocas que componen el extremo sur de la Sierra de Maz, y el anticlinal Cerro Bola (Fig. 7.46). Contemporáneamente, la exhumación de las rocas del basamento Ordovícico en el extremo norte de la Sierra de Valle Fértil (Fig. 7.46), comenzaría hacia los ~15-10 Ma, de acuerdo a los modelos termales propuestos por Ortiz *et al.*, (2021). Inmediatamente hacia el norte, el levantamiento y exhumación de las rocas que componen en el anticlinal de la Sierra Morada comienza a los ~8-7 Ma (Fig. 7.46), siendo esta propuesta consistente con los modelos termales de Fosdick *et al.*, (2015); Ortiz *et al.*, (2015; 2021), y Ezpeleta *et al.*, (2022). Con respecto al anticlinal Cerro Rajado, el levantamiento y exhumación de las rocas por medio de la falla Paso de Lamas comienza a los ~7-6 Ma (Fig. 7.46). De esta manera se puede observar que la inversión tectónica es diacrónica a lo largo de la falla de Valle Fértil, lo cual es consistente con las variaciones estructurales observadas en los anticlinales. De acuerdo

a lo discutido en el apartado 6.3.5, estas variaciones responden en gran medida a los factores que inhibieron localmente la inversión tectónica de la falla de Valle Fértil, y por consiguiente el desarrollo de los anticlinales.

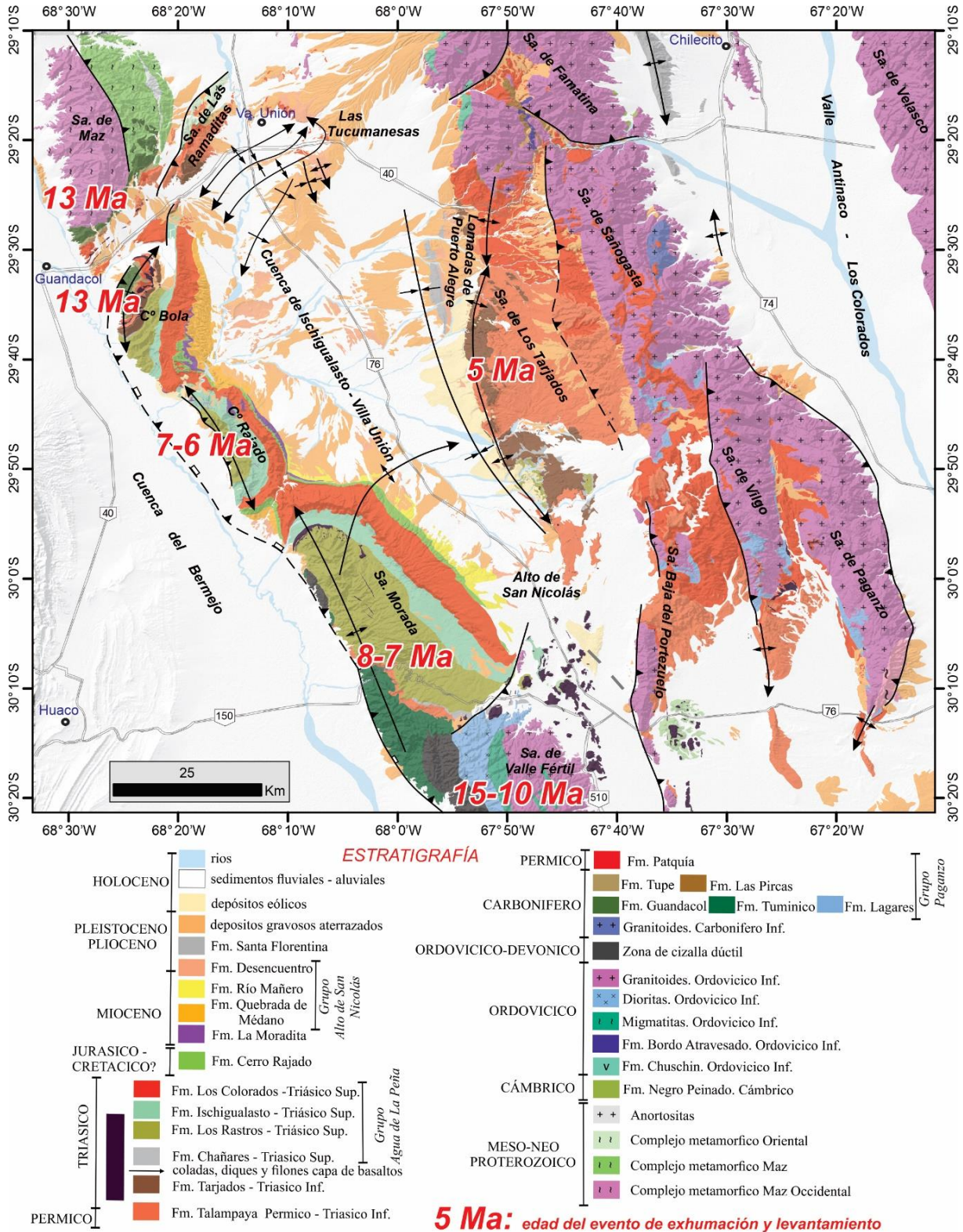


Fig.7.46: Mapa geológico detallado de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y del extremo austral del Sistema del Famatina. Basado en los antecedentes nombrados en este capítulo y en los resultados y propuestas inéditas de la presente tesis. En este mapa se muestran las edades del inicio del levantamiento y exhumación de algunas de las serranías o estructuras anticlinales, de acuerdo a lo discutido en el apartado 7.6.4

El pulso de enfriamiento (exhumación/levantamiento) más joven de ~5 Ma fue obtenido hacia el anticlinal Sierra de Los Tarjados (Fig. 7.46). Esto es coherente considerando que, en la estructuración del anticlinal, la sección superior de la Formación Desencuentro se encuentra involucrada en la deformación (Fig. 6.45). Asimismo, esta edad es más joven que los pulsos de enfriamiento registrados a lo largo de la falla de Valle Fértil, lo cual es coherente con la secuencia normal de fallamiento y plegamiento hacia el este, siguiendo la tendencia general observada regionalmente desde la Cordillera Frontal hasta las Sierras Pampeanas; *i.e.*, hacia el antepaís (*e.g.*, Ramos *et al.*, 2002; Fosdick *et al.*, 2015; Lossada *et al.*, 2017; Mardonez *et al.*, 2020, entre otros).

Los modelos termales de las muestras del basamento “Grenviliano” y “Famatiniano” (Figs. 7.36 y 7.45, respectivamente), muestran que los bloques de las sierras de Las Ramaditas y Sañogasta, no registran el evento de exhumación y enfriamiento Mioceno-Plioceno, al igual que muchas muestras del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas (*e.g.*, Bense *et al.*, 2013). Sin embargo, es evidente de acuerdo a lo analizado en el Capítulo 6, que el levantamiento y exhumación de las rocas en dichas serranías ocurrió al menos desde el Mioceno tardío. Esta aparente inconsistencia entre edades de enfriamiento “viejas” entre las muestras RAMA-THERMO_AFT1, CM2, y AICU_AFT1 (Figs. 7.32, 7.33 y 7.34), y las observaciones geológicas que indican un desarrollo topográfico-estructural reciente, fue regionalmente señalada por Dávila y Carter (2013). Estos autores concluyeron que la ausencia de estas edades de enfriamiento Neógenas en el ámbito de Sierras Pampeanas, serían el resultado de una combinación de escaso destechado cortical, en un contexto litosférico con gradientes geotérmicos bajos durante el Mioceno. De esta manera, en las sierras de Las Ramaditas y Sañogasta, se deduce que la exhumación de las rocas no fue lo suficientemente importante para obtener edades miocenas en el sistema termocronológico de trazas de fisión en apatitas. Sin embargo, no se descarta que el pulso de deformación compresivo Mioceno Medio-Superior pueda ser detectado mediante datos termocronológicos U-Th/He en apatitas, ya que el mismo es sensible a bajas temperaturas, presentando una temperatura de cierre de ~70-80°C (Fig. 7.1 B). Estas temperaturas de cierre bajas, permiten que dicho termocronómetro sea sensible a los procesos tectónicos que han ocurrido cerca de la superficie, como sugiere al menos la reconstrucción estructural del bloque de la Sierra de Sañogasta (Fig. 6.57).

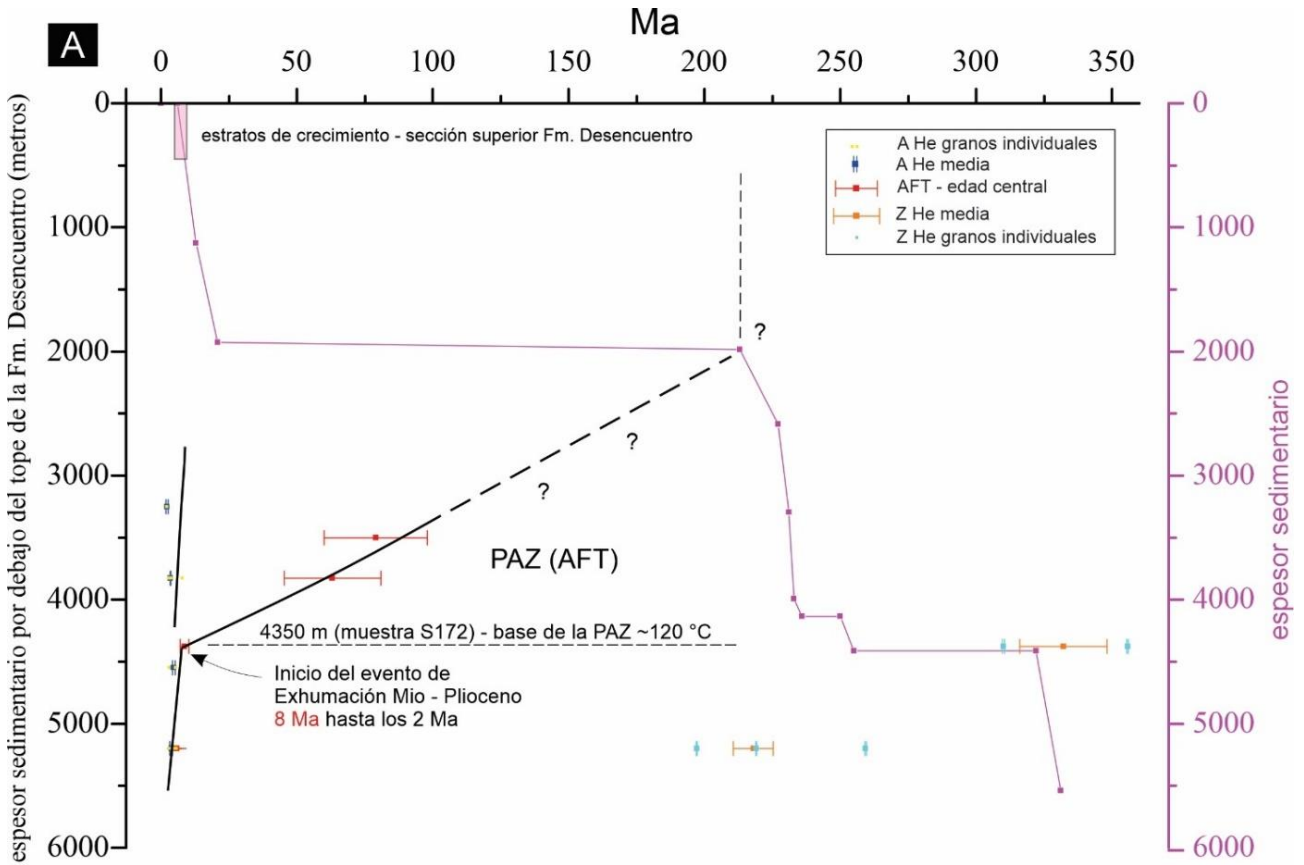
7.7 Cuantificación de la exhumación, levantamiento superficial y de rocas durante la etapa de tectónica compresiva miocena-pliocena

El análisis, interpretación y modelado inverso de los datos termocronológicos y de madurez termal, permitió la resolución del último evento de enfriamiento Mioceno-Plioceno vinculado a la deformación compresiva andina en la región de estudio. En los apartados subsiguientes dicho evento es analizado mediante la cuantificación del levantamiento y exhumación de las rocas durante la evolución estructural de los anticlinales Sierra Morada, Cerro Rajado, Cerro Bola y Sierra de Los Tarjados. Esto es abordado considerando las metodologías y conceptos planteados en los apartados 7.2.4 y 7.2.5. Las tasas de levantamiento y exhumación obtenidas son relativamente rápidas, y son consistentes a las obtenidas en zonas orogénicas tectónicamente activas (Montgomery y Brandon, 2002; Burbank y Anderson 2013; entre otros).

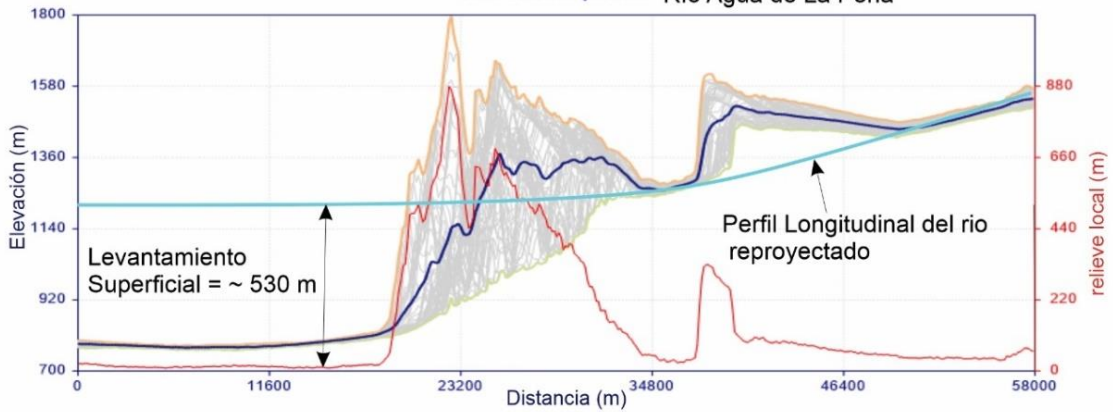
A partir del análisis de los procesos orogénicos regionales, se observa una evidente coherencia espacial-temporal entre el desarrollo de las estructuras antes mencionadas y la exhumación preponderantemente miocena-pliocena reconocida a partir del modelado termal de muestras provenientes de dichas estructuras (Véase apartado 7.5). De esta manera la exhumación registrada responde de forma unívoca a levantamiento superficial como consecuencia del engrosamiento cortical y acortamiento tectónico Mio-Plioceno. En conformidad a los trabajos termocronológicos previos en la región de estudio, no existen otras hipótesis que permitan explicar la exhumación en términos de erosión concentrada, vinculada a cambios climáticos o levantamientos superficiales no tectónicos. Tampoco hay evidencias de extensión Mio-Pliocena que haya podido provocar exhumación extensional (Fig. 7.3).

7.7.1 Transecta vertical del anticlinal de la Sierra Morada

En la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, la disponibilidad de datos termocronológicos (AFT, ZHe, AHe), desde la desembocadura del cañón del río Agua de La Peña hasta el alto de San Nicolás (Figs. 7.8 y 7.15), permiten la construcción de un perfil vertical edad-profundidad estratigráfica para determinar la exhumación y el levantamiento superficial y de rocas en el anticlinal Sierra Morada (Fig. 7.47).



B Determinación del levantamiento superficial (e.g., Hoke y Walcek 2011)
A-A' Swath profile Río Agua de La Peña



Levantamiento de rocas = 4350 (base de la AFT PAZ) + 940 (base de la AFT PAZ exhumada) = 5290 m

Exhumación = Levantamiento de rocas – Levantamiento superficial = 4760 m

Tasa de exhumación mínima = 4760 m / 6 Ma = 793 m/Ma = 0,793 Km/Ma = 0,793 mm/año

Tasa de levantamiento superficial mínimo = 530 m / 6 Ma = 88 m/Ma = 0,088 Km/Ma = 0,088 mm/año

Fig.7.47: A) Perfil o transecta vertical edad vs. espesor sedimentario reconstruido desde la desembocadura del cañón del río Agua de La Peña hasta el alto de San Nicolás (Figs. 7.8 y 7.15). Las barras de error de en las edades AFT equivalen a 2σ , mientras que las barras de error de AHe son 1σ . B) Estimación del levantamiento superficial mediante la reconstrucción del perfil longitudinal del río Agua de La Peña.

Particularmente el perfil vertical de edad vs. profundidad estratigráfica del anticlinal Sierra Morada, se encuentra orientado subparalelo a la dirección de transporte tectónico deducida en el apartado 6.3.5.3 (Fig. 7.8). A vez, el mismo considera una columna

estratigráfica de unos 5600 m de espesor, donde los datos termocronológicos se encuentran en los primeros 2250 m (Fig. 7.15). Sobre esta columna o perfil, las edades de trazas de fisión (AFT) varían en el intervalo de 79 a 5 Ma (Figs. 7.15, 7.47A), definiendo la tendencia de edad vs. profundidad estratigráfica usual (Fig. 7.5). Dicha tendencia está representada por la presencia de edades de AFT más antiguas a menor profundidad y edades recientes en las muestras ubicadas a mayor profundidad hacia la base de la columna estratigráfica. Las edades de AHe son consistentemente más jóvenes que las edades AFT (Figs. 7.15, 7.47A), como es de esperarse dada su menor temperatura de cierre. Existe cierta dispersión en las edades de AHe de granos individuales, lo cual es atribuido a los factores mencionados y analizados en el apartado 7.3.2.

En el perfil vertical de edad vs. profundidad estratigráfica del anticlinal Sierra Morada, se observa un quiebre de pendiente convexo hacia arriba, ubicado a unos 4350 m del techo de la Formación Desencuentro (7.47A), que marca la posición de la base de la zona de cicatrización parcial AFT “PAZ” exhumada y representa la paleoisoterma de $\sim 120^{\circ}\text{C}$. A pesar de no contar con datos de trazas de fisión confinadas para establecer con mayor precisión la posición de la “PAZ” (e.g., Fitzgerald *et al.*, 1995; Lossada *et al.*, 2017), esta propuesta es consistente con las paleotemperaturas estimadas mediante los datos de reflectancia de la vitrinita suministrados por Ezpeleta *et al.*, (2022), (Tabla 7.3; Figs. 7.15, 7.29). Asimismo, las edades AFT parcialmente reseteadas por encima del quiebre de pendiente, en los términos medios a superiores de la Formación Los Rastros (muestras S167 y S163; Fig. 7.15), refuerzan esta propuesta. El quiebre de pendiente representa así el comienzo del último evento enfriamiento ocurrido a los 8 Ma, que provocó la exhumación y levantamiento de las rocas por medio de la inversión tectónica positiva de la falla de Valle Fértil para conformar el anticlinal Sierra Morada. Esta edad es consistente a las determinadas en los modelos inversos termales de las muestras SVF01, S167 y S163 (Figs. 7.41, 7.42, 7.43, respectivamente), lo que permite así reforzar la propuesta sobre la ubicación del quiebre de pendiente convexo hacia arriba, y el inicio del evento de enfriamiento Mioceno-Plioceno.

Considerando la reconstrucción estructural del anticlinal (Fig. 7.48), los esquemas de la figura 7.1 extraídos de Malusà y Fitzgerald (2019), y teniendo en cuenta que el evento de enfriamiento Mioceno-Plioceno llegó a exponer en la superficie la base de la “PAZ” fósil a unos 940 m s.n.m, es posible así determinar un levantamiento de rocas de 5290 m. El levantamiento superficial provocado por la estructuración del anticlinal es de unos 530 m, el cual fue determinado a través de la proyección del perfil longitudinal del río Agua de la

Peña con respecto al nivel de base actual (Fig. 7.47 B). Esta metodología considera que el levantamiento superficial simula la caída de nivel de base (e.g., Walcek y Hoke 2012), debido a que el río Agua de la Peña ajustó su canal para mantener su perfil longitudinal original, compensándolo con tasas de incisión correspondientes a las tasas de levantamiento superficial (e.g., Merritts *et al.*, 1994). Al ocurrir el levantamiento, el incremento de la gradiente longitudinal del río intensificó la incisión sobre la superficie del anticlinal provocando la migración del río hacia niveles inferiores, provocando además la migración de la divisoria y la captura de la cabecera de la cuenca del río (Perucca *et al.*, 2018). La estimación del levantamiento de rocas y de superficie, permite así estimar una exhumación de 4760 m, que se traduce en una tasa de exhumación aparente de 793 m/Ma entre los 8 a 2 Ma (Figs. 7.47 B, 7.48 A-B). A su vez, la tasa de levantamiento superficial durante dicho periodo fue de 88 m/Ma (Fig. 7.47 B).

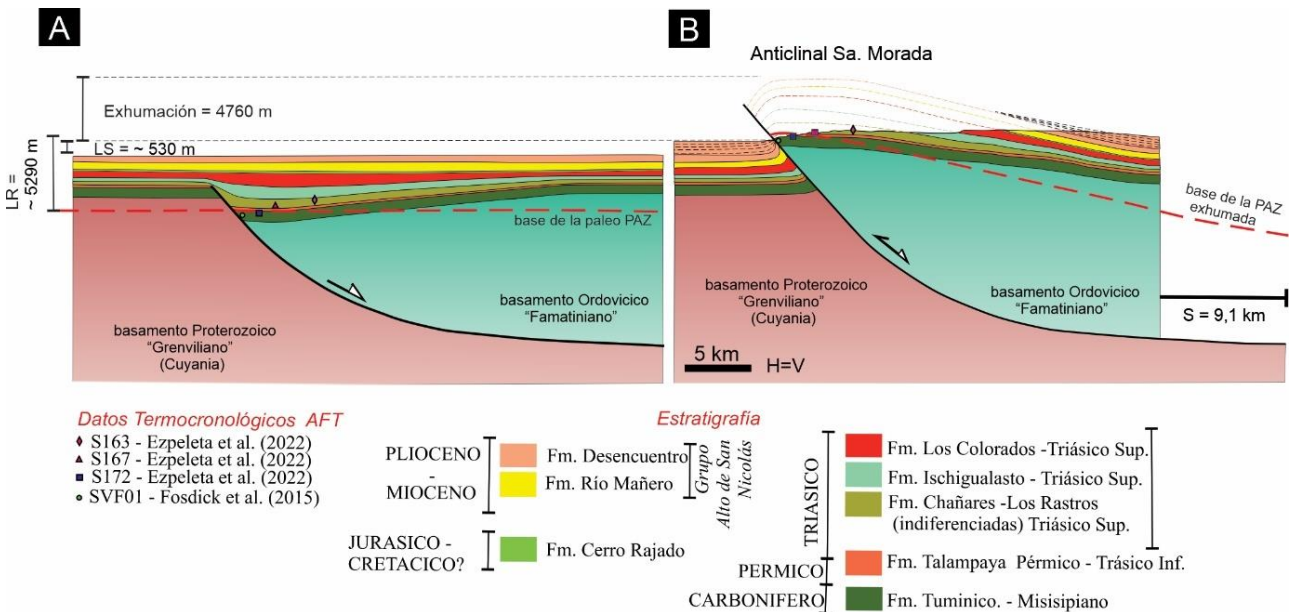


Fig.7.48: Modelo de exhumación y levantamiento del anticlinal Sierra Morada considerando la reconstrucción estructural del mismo, y los datos termocronológicos disponibles en la transecta vertical de la figura 4.47 A. A) Representa la etapa previa (~8 Ma) al levantamiento tectónico y exhumación de las rocas. LR = Levantamiento de rocas; LS: Levantamiento superficial. B) Representa el desarrollo estructural actual del anticlinal luego de la estructuración del mismo entre los 8 a 2 Ma.

La tasa de exhumación aparente determinada mediante la transecta vertical es consistente con la tasa de exhumación determinada en el modelo inverso termal de la muestra SVF01 (Fig. 7.41), lo que permite reforzar los cálculos realizados de manera cualitativa. En el modelo termal de la muestra SVF01, la diferencia de temperaturas a la que estuvo sometida la muestra entre los 8 a 2 Ma es de ~130° C. Si se considera un paleogradient geotérmico de 25° C/Km o incluso un poco superior de acuerdo al apartado 7.6.3, se obtiene una profundidad de soterramiento entre los 5400 a 5200 m, a la que estuvo

sometida la muestra previamente al inicio de la exhumación. Esta profundidad es consistente con la reconstrucción de espesores sedimentarios de la figura 7.15. Al dividir esas profundidades con respecto al periodo de exhumación (6 Ma), se obtiene así una tasa de exhumación similar a la determinada mediante la transecta vertical.

El fallamiento y advección en proximidad a la falla de Valle Fértil (Fig. 7.48 A-B), podría haber provocado la deflexión las isothermas, de tal manera que la tasa de exhumación obtenida podría ser una sobreestimación o subestimación de la tasa "verdadera" (Stüwe *et al.*, 1994; Fitzgerald *et al.*, 1995; Mancktelow y Grasemann, 1997; Huntington *et al.*, 2007; Reiners y Brandon, 2006). Sin embargo, la tasa de exhumación aparente obtenida se encuentra dentro del rango donde la advección de calor provocado por una exhumación rápida es lo suficientemente baja como para que este efecto pueda generar una sobreestimación de la tasa (Gleadow y Brown, 2000; Reiners y Brandon, 2006; y referencias allí citadas). Esta inferencia se encuentra indirectamente respaldada por los valores de gradientes geotérmicos bajos a normales estimados para el Mioceno (véase apartado 7.6.3).

Teniendo en cuenta el modelo estructural del anticlinal Sierra Morada (Fig. 7.48 A-B), lo más probable es que las isothermas hayan experimentado deflexión, debido al transporte lateral como vertical de las rocas producto del acortamiento tectónico involucrado en la deformación. Este efecto generalmente provoca una subestimación de la tasa de exhumación (Huntington *et al.*, 2007; Reiners y Brandon, 2006), por lo que la tasa de exhumación obtenida mediante la transecta vertical del anticlinal Sierra Morada, y del modelo termal la muestra SVF01 (Fig. 7.41), es considera como una estimación mínima. Por este motivo las tasas de exhumación presentadas en otras estructuras anticlinales o serranías, también son consideradas como estimaciones mínimas.

7.7.2 Anticlinal Cerro Bola

El único dato termocronológico disponible en el anticlinal Cerro Bola (muestra N051; Figs. 7.11 y 7.27; Ezpeleta *et al.*, 2022), imposibilita la construcción de un perfil vertical para la cuantificación del levantamiento y exhumación de las rocas luego de la estructuración del anticlinal. Si bien Ezpeleta *et al.*, (2022) realizaron un perfil vertical de edad vs. profundidad estratigráfica, integrando la muestra N051 las muestras N145 y N148 (Fig. 7.7), se considera que dicho perfil no permite cuantificar fidedignamente la exhumación y levantamiento en el anticlinal Cerro Bola. Esto es debido a que las muestras N145 y N148

fueron recolectadas en el anticlinal Cerro Rajado, el cual de acuerdo a lo discutido en el apartado 7.6.4 evolucionó posteriormente al anticlinal Cerro Bola. Además, la evolución cinemática entre ambos anticlinales es notoriamente diferente (véase apartados 6.3.4.1 y 6.3.4.2), aspecto que repercute directamente en las magnitudes del levantamiento y exhumación. Por estos motivos ambas estructuras son analizadas separadamente.

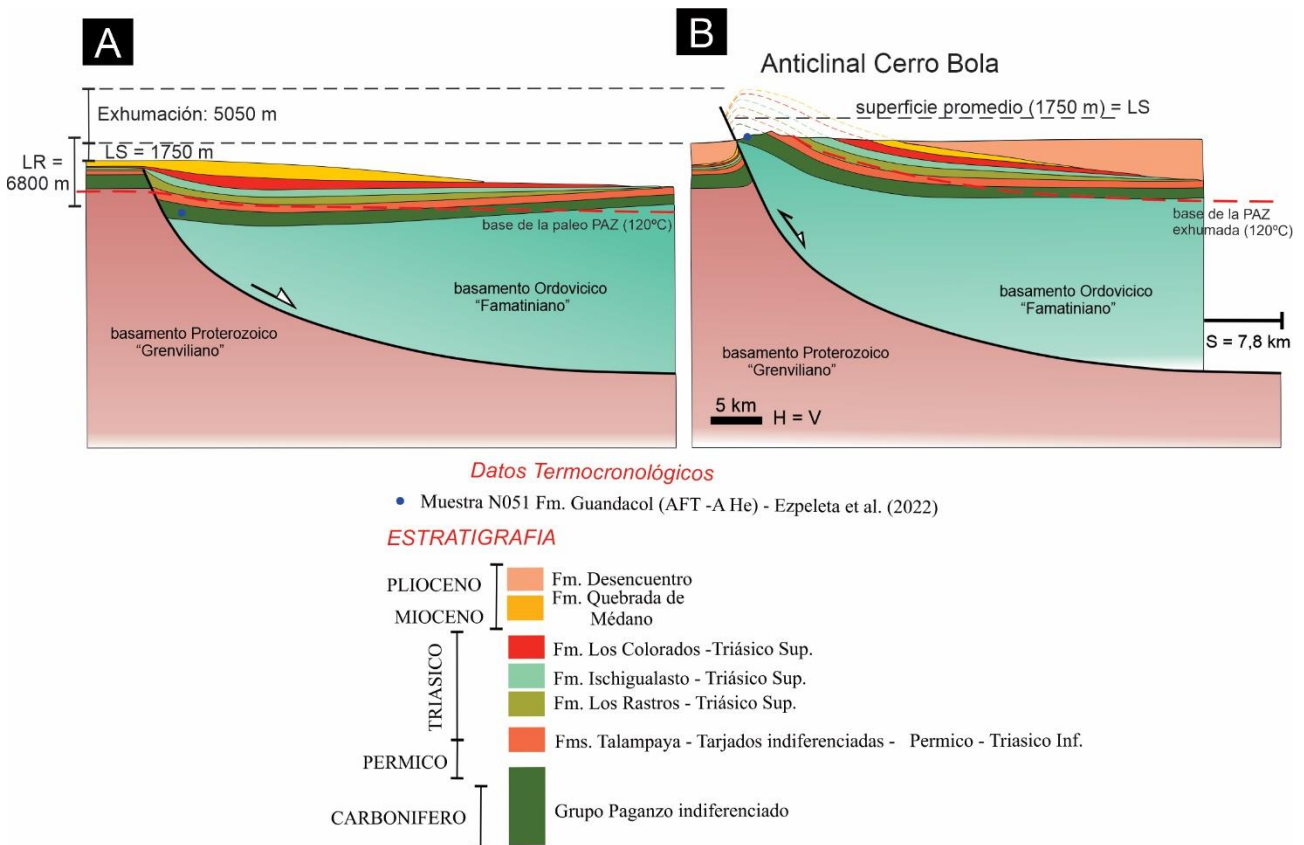


Fig.7.49: Modelo de exhumación y levantamiento del anticlinal Cerro Bola considerando la reconstrucción estructural del mismo, y los datos termocronológicos y de reflectancia de la vitrinita de Ezpeleta et al (2022), que permiten aproximar la posición de la base de la zona de cicatrizado parcial “PAZ” del sistema termocronológico AFT. A) Representa la etapa previa (~13 Ma) al levantamiento y exhumación de las rocas. LR = Levantamiento de rocas; LS: Levantamiento superficial. B) Representa el desarrollo estructural actual del anticlinal luego de la estructuración del mismo entre los 13 a 2 Ma. La superficie promedio del anticlinal es utilizada como un *proxy* del levantamiento superficial involucrado durante la evolución estructural.

Utilizando la reconstrucción estructural del anticlinal Cerro Bola (Fig. 7.49), y los datos de la reflectancia de la vitrinita suministrados por Ezpeleta *et al.*, (2022), es posible proponer que la base de la zona de cicatrizado parcial “PAZ” exhumada del sistema termocronológico AFT se encuentra hacia la base de la Formación Los Rastros (Fig. 7.30). De esta manera, utilizando la base de la PAZ como un marcador estructural (Malusà y Fitzgerald, 2019; y referencias allí citadas), entre la versión restituida (Fig. 7.49 A), y la reconstrucción actual del anticlinal (Fig. 7.49 B), es posible determinar un levantamiento de rocas de unos 6800 m. El levantamiento superficial fue determinando tomando la elevación promedio que alcanzó el anticlinal sin considerar erosión sobre el mismo, la cual es

considerada como una medición de la evolución de la topografía a través del tiempo (England y Molnar 1990; Summerfield y Brown 1998). De esta manera se obtuvo un levantamiento superficial de unos 1750 m (Fig. 7.49 A-B).

La sustracción del levantamiento superficial en la magnitud del levantamiento de rocas, permite así determinar una exhumación total de unos 5050 m de columna de roca, producto de la inversión tectónica positiva de la Falla de Valle Fértil (Fig. 7.49 A-B). Este valor expresado como una tasa a lo largo del tiempo, es decir entre los 13 a 2 Ma de acuerdo al modelo termal de la muestra N051 (Fig. 7.38), corresponde a una tasa de exhumación mínima de 460 m/Ma. De la misma manera la tasa de levantamiento superficial mínima puede ser expresada en unos 159 m/Ma.

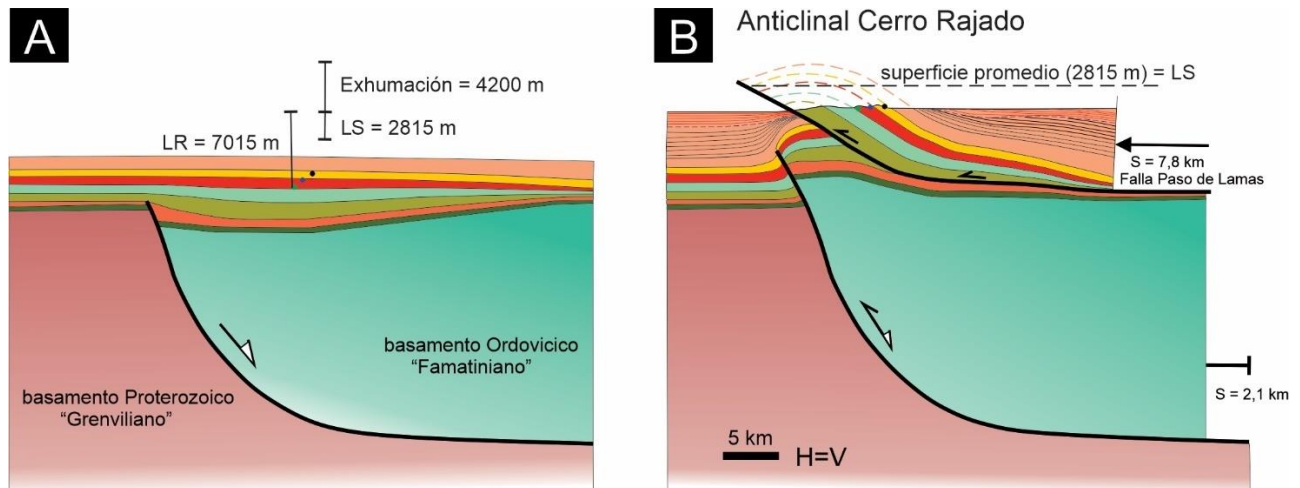
La tasa de exhumación mínima obtenida, puede ser comparada con la estimación realizada mediante el modelo termal de la muestra N051 (Fig. 7.38), en el cual desde los 13 a los 2 Ma, la muestra experimentó un enfriamiento de 130 °C. Si se considera un paleogradiente geotérmico de 30 °C/Km a los 13 Ma de acuerdo al apartado 7.6.3, se obtiene una profundidad de soterramiento de unos 5200 m a la que estuvo sometida la muestra previamente al inicio de la exhumación (Fig. 7.49 A). Al dividir esa profundidad con respecto al periodo de exhumación (11 Ma), se obtiene así una tasa de exhumación de 393 m/Ma, la cual no difiere considerablemente con respecto a la determinada mediante el modelo estructural.

7.7.3 Anticlinal Cerro Rajado

En el anticlinal Cerro Rajado los escasos datos termocronológicos suministrados por Ezpeleta *et al.*, (2022), correspondientes a las muestras N145, N148 y N150 (Fig. 7.7), en conjunto con el modelo estructural del anticlinal (Fig. 7.50), permiten solamente realizar una estimación grosera de la magnitud del levantamiento y exhumación de rocas.

Mediante la proyección de dichas muestras en la sección restituida del anticlinal (Fig. 7.50 A), y teniendo en cuenta la diferencia de alturas con respecto a la posición registrada en la configuración actual del anticlinal (Fig. 7.50 B), es posible así cuantificar el levantamiento y exhumación de las rocas. De esa manera, utilizando la diferencia vertical de la muestra N145, es posible estimar un levantamiento de rocas de 7015 m. El levantamiento superficial fue determinado de la misma manera que en el anticlinal Cerro Bola, registrándose así unos 2815 m de levantamiento superficial. De esta forma, mediante la diferencia del levantamiento de rocas con el levantamiento superficial se obtuvo una

exhumación de unos 4200 m, correspondientes a la máxima altura del material erosionado en el anticlinal.



Datos Termocronológicos

- Muestra N145 Fm. Los Colorados (AFT -A He) - Ezpeleta et al. (2022)
- Muestra N148 Fm. Los Colorados (AFT -A He) - Ezpeleta et al. (2022)
- Muestra N150 Fm. Quebrada de Médano (AFT -A He) - Ezpeleta et al. (2022)

ESTRATIGRAFIA

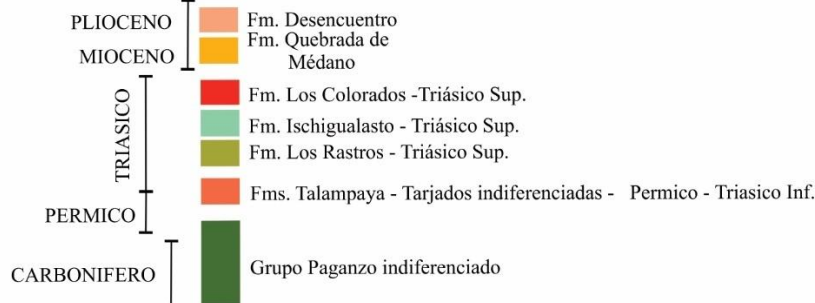


Fig.7.50: Modelo de exhumación y levantamiento del anticlinal Cerro Rajado considerando la reconstrucción estructural del mismo, y los datos termocronológicos AFT Y AHe de Ezpeleta et al (2022) A) Representa la etapa previa (~7 Ma) al levantamiento y exhumación de las rocas. LR = Levantamiento de rocas; LS: Levantamiento superficial. B) Representa el desarrollo estructural actual del anticlinal luego de la estructuración del mismo entre los 7 a 2 Ma. La superficie promedio del anticlinal es utilizada como un *proxy* del levantamiento superficial involucrado durante la evolución estructural.

Si se considera que la exhumación comenzó a los 7 Ma y se extendió hasta los 2 Ma, de acuerdo al modelo termal de la muestra N148 (Fig. 7.40), se obtiene así una tasa de exhumación mínima de 840 m/Ma, a partir de una tasa de levantamiento superficial mínima de 563 m/Ma.

La tasa de exhumación mínima obtenida, puede ser comparada con la estimación realizada mediante el modelo termal de la muestra N148 (Fig. 7.40), en el cual desde los 7 a los 2 Ma, la muestra experimentó un enfriamiento de 55° C. Si se considera un paleogradiente geotérmico de 20-18° C/Km a los 7 Ma de acuerdo al apartado 7.6.3, se obtiene una profundidad de soterramiento de unos 2750 m a la que estuvo sometida la muestra previamente al inicio de la exhumación (Fig. 7.50 A). Al dividir esa profundidad con

respecto al periodo de exhumación (5 Ma), se obtiene así una tasa de exhumación de 550 m/Ma, que difiere notoriamente con respecto a la determinada mediante el modelo estructural. Esta inconsistencia se atribuye a las incertezas geométricas implícitas en el modelo estructural y en la posición de las muestras en el subsuelo, previamente a su exhumación.

7.7.4 Anticlinal Sierra de Los Tarjados

En el modelado termal de la muestra TAR-Thermo-AFT1 (Fig. 7.44), se interpreta que el evento de enfriamiento Mio-Plioceno ocurrió en respuesta a la exhumación erosiva asociada con la creación la Sierra de Los Tarjados como resultado del levantamiento superficial por medio de la falla de Talampaya (Fig. 7.51). Al igual que en el modelo de exhumación y levantamiento del anticlinal Cerro Rajado (Fig. 7.50), el único dato termocronológico antes mencionado, solamente permite realizar una estimación grosera de la magnitud del levantamiento y exhumación de rocas.

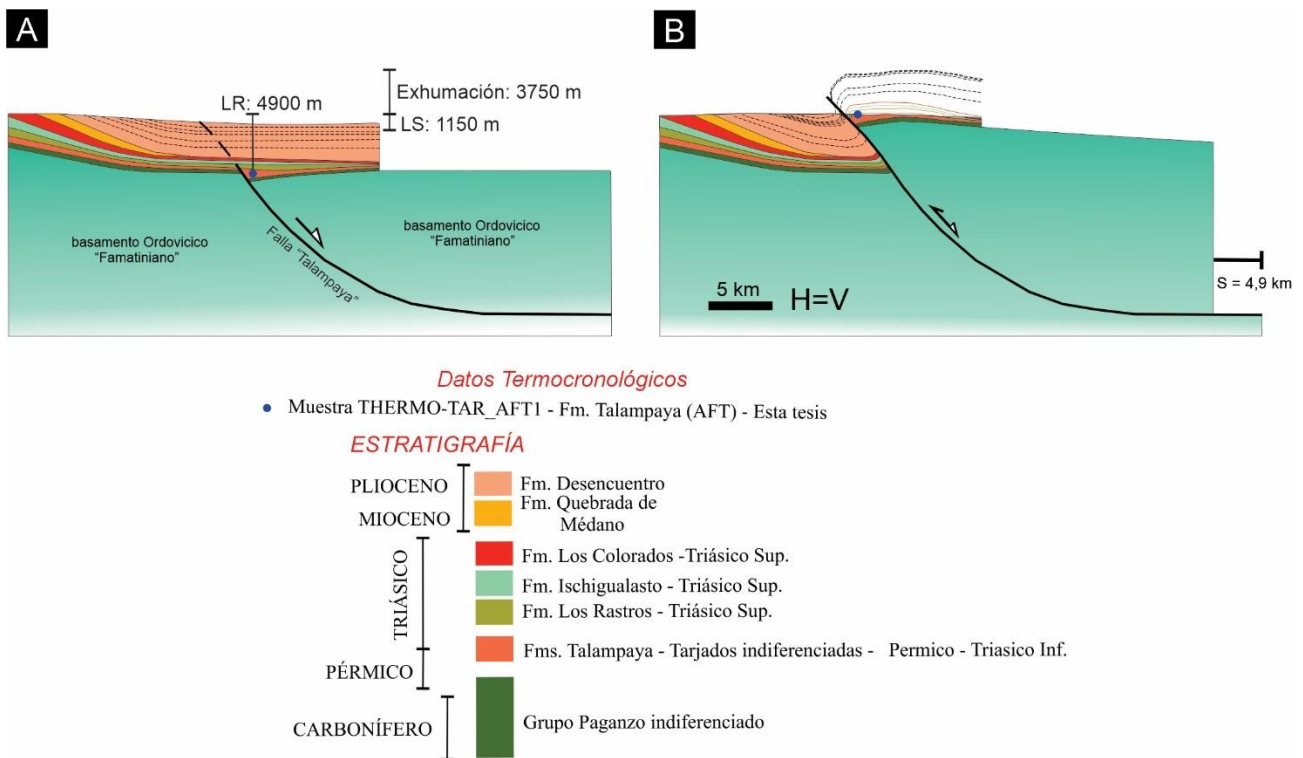


Fig.7.51: Modelo de exhumación y levantamiento del anticlinal Sierra de Los Tarjados considerando la reconstrucción estructural del mismo, y el dato termocronológico de la muestra THERMO-TAR_AFT1 de esta tesis. A) Representa la etapa previa (~5 Ma) al levantamiento y exhumación de las rocas. LR = Levantamiento de rocas; LS: Levantamiento superficial. B) Representa el desarrollo estructural actual del anticlinal luego de la estructuración del mismo. La superficie promedio del anticlinal es utilizada como un *proxy* del levantamiento superficial involucrado durante la evolución estructural.

Mediante la proyección de la muestra TAR-Thermo-AFT1 en la sección restituida del anticlinal (Fig. 7.51 A), y teniendo en cuenta la diferencia de alturas con respecto a la posición registrada en la configuración actual del anticlinal (Fig. 7.51 B), es posible así cuantificar el levantamiento y exhumación de las rocas. De esa manera, utilizando la diferencia vertical de la muestra TAR-Thermo-AFT1, es posible estimar un levantamiento de rocas de 4900 m. El levantamiento superficial fue determinado de la misma manera que los anticlinales Cerro Bola y Cerro Rajado, registrándose así unos 1150 m de levantamiento superficial. De esta forma, mediante la diferencia del levantamiento de rocas con el levantamiento superficial se obtuvo una exhumación de unos 3750 m, correspondientes a la máxima altura del material erosionado en el anticlinal.

Si se considera que la exhumación comenzó a los 5 Ma y se extendió hasta los tiempos recientes, de acuerdo al modelo termal de la muestra TAR-Thermo-AFT1 (Fig. 7.44), se obtiene así una tasa de exhumación mínima de 750 Ma/Ma, a partir de una tasa de levantamiento superficial mínima de 230 m/Ma.

La tasa de exhumación mínima obtenida, puede ser comparada con la estimación realizada mediante el modelo termal de la muestra TAR-Thermo-AFT1 (Fig. 7.44), en el cual, desde los 5 Ma, la muestra experimentó un enfriamiento de 75° C. Si se considera un paleogrado geotérmico de 20-18° C/Km a los 5 Ma de acuerdo al apartado 7.6.3, se obtiene una profundidad de soterramiento de unos 3750 m a la que estuvo sometida la muestra previamente al inicio de la exhumación (Fig. 7.50 A). Al dividir esa profundidad con respecto al periodo de exhumación (5 Ma), se obtiene así una tasa de exhumación de entre los 750 a 800 m/Ma, que es consistente a la determinada mediante el modelo estructural.

Capítulo 8: Integración de datos: Contexto regional y evolución tectónica-sedimentaria entre los 29°-30°S

Al menos en los últimos cuarenta años, uno de los numerosos estudios realizados en los diferentes segmentos de la cadena andina, se encuentra enfocado en la evolución y generación de la topografía, en función a las variaciones en la geometría de la zona de subducción (Jordan *et al.*, 1983; Ramos *et al.*, 2002; Ramos y Folguera, 2009; Horton, 2018; Martinod *et al.*, 2020, entre otros). En el marco de estos procesos geodinámicos, caracterizados por variaciones en la edad y geometría de la placa subducida, y su expresión en los procesos magmáticos y estructurales que acompañan a estas variaciones, es que se han propuesto diversos modelos tectónicos relativamente bien constreñidos para explicar la evolución mesozoica-cenozoica de los Andes a los 29°-30°S (e.g., Mackaman-Lofland *et al.*, 2022; Giambiagi *et al.*, 2022 y referencias allí citadas). Estos modelos consideran en menor medida la evolución de la región aquí estudiada, e incorporan los efectos combinados de: 1) herencia tectónica vinculada a condiciones estructurales preexistentes, estratigráficas, reológicas, y termales; y 2) intensidad, orientación y transmisión de los esfuerzos.

Para intentar dar respuesta a las preguntas planteadas en el Capítulo 1, se ha integrado en este capítulo gran parte de la información plasmada en los capítulos precedentes. Esta integración se traduce en una propuesta de evolución tectónica-sedimentaria, enmarcándola a su vez en el contexto regional teniendo en cuenta los modelos propuestos en los últimos años para la cadena andina adyacente, tanto al norte como al sur del área de estudio (Fig. 8.1).

Si bien, el estudio de la evolución tectónica-sedimentaria del Paleozoico Superior no es un objetivo principal de esta tesis, se ha optado por incluir un apartado específico en este capítulo, que suministra nueva información geológica y geofísica, que complementan los modelos tectónicos-sedimentarios propuestos por varios autores. Esta información pretende ser de interés general para la comunidad geológica, particularmente en cuanto al desarrollo de nuevas investigaciones de acuerdo a lo plasmado principalmente en los Capítulos 4 y 5.

El análisis en la distribución de las secuencias permo-triásicas, tanto en superficie como en subsuelo, y la identificación de las estructuras que controlaron el espacio de acomodación, como también la deformación contraccional neógena, han permitido caracterizar la arquitectura extensional de la región (Capítulos 4 y 6). De esta manera, en

el presente capítulo, y sobre la base del análisis estratigráfico (Capítulo 3), y el análisis sismoestratigráfico (Capítulo 4), se presentan un nuevo análisis de las distintas etapas de la fase de *synrift* y *postrift*.

La integración de la información estratigráfica (Capítulo 3), sismoestratigráfica (Capítulo 4), y los datos termocronológicos de baja temperatura (Capítulo 7), han permitido hipotetizar y proponer una etapa de quiescencia tectónica jurásica-paleógena, similar a las reconocidas en numerosas cuencas de antepaís en el retroarco andino (Horton 2018, y referencias allí citadas).

El estudio de los depósitos sinorogénicos cenozoicos y su vinculación con los principales rasgos estructurales del área de estudio (Capítulos 3 y 4), sumado a las dataciones realizadas sobre niveles volcanoclásticos (Capítulo 3), junto con el análisis estructural de las principales estructuras (Capítulo 6), permitieron a su vez definir los principales eventos contraccionales que afectaron a la zona de estudio, constreñir sus edades, y caracterizar los mecanismos y la cinemática de deformación. A su vez, las secciones estructurales permitieron estimar los acortamientos a estas latitudes (Capítulo 6).

Toda esta información, sumada a los datos termocronológicos de baja temperatura (Capítulo 7) disponibles en la región, han permitido elaborar modelos tectono-sedimentarios y -estructurales que se describe a continuación.

8.1 Tectónica y sedimentación (Carbonífero - Pérmico Superior)

Desde el Carbonífero hasta el Pérmico Superior, las cuencas sedimentarias del margen occidental de Gondwana fueron sujetas a importantes y complejos cambios paleogeográficos y paleoambientales producidos por un incremento en la actividad magmática en la proto Cordillera Frontal-Precordillera, y por un progresivo reemplazo de condiciones marinas y glacio-marinas por continentales (Azcuy y Caminos, 1987; Fernandez-Seveso y Tankard, 1995; Llambías *et al.*, 2003; Limarino y Spalletti, 2006; Astini *et al.*, 2009; Gulbranson *et al.*, 2015; Sato *et al.*, 2015; Valdez Buso *et al.*, 2021; Limarino *et al.*, 2021; López-Gamundí *et al.*, 2021; Spalletti *et al.*, 2023). Considerando la posición geográfica del área de estudio, estos cambios ocurrieron en el sector occidental de la Cuenca del Paganzo (Salfity y Gorustovich 1983).

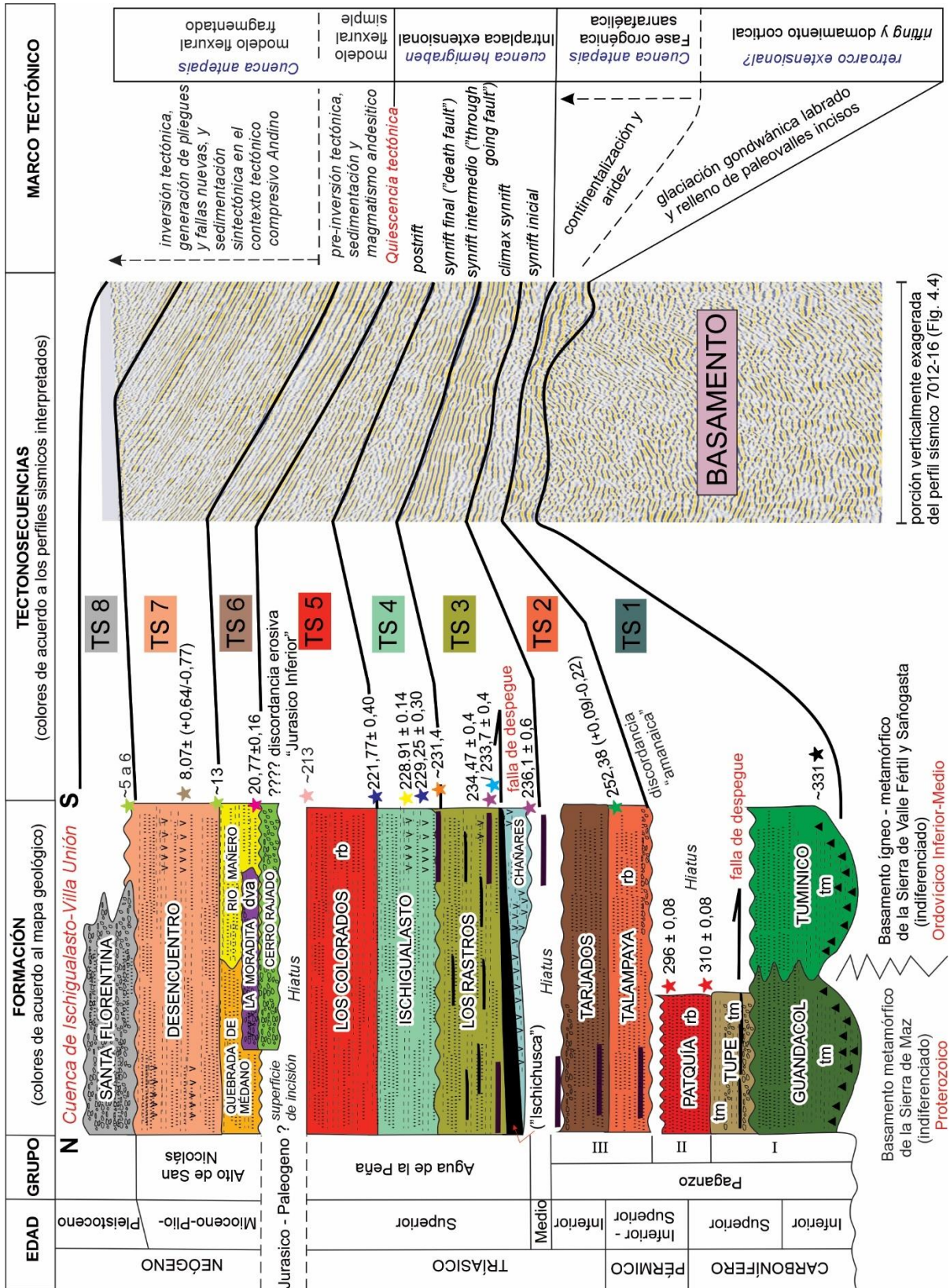


Fig. 8.1: Propuesta de evolución tectónica de la Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión, mediante la integración de los resultados de los capítulos precedentes. Controles de edades (estrellas). Estrella negra (Colombi *et al.*, 2018), estrella roja (Gulbranson *et al.*, 2010), estrella verde (Gulbranson *et al.*, 2015), estrella morada (Marsicano *et al.*, 2016), estrella cyan (Mancuso *et al.*, 2020), estrella naranja (Martínez *et al.*, 2011), estrella azul (Desojo *et al.*, 2020), estrella amarilla (Colombi *et al.*, 2021), estrella rosada (Kent *et al.*, 2014), estrella magenta (Astini *et al.*, 2017), estrella verde claro (Malizzia *et al.*, 1995), estrella marrón (Lemos-Santos *et al.*, 2019).

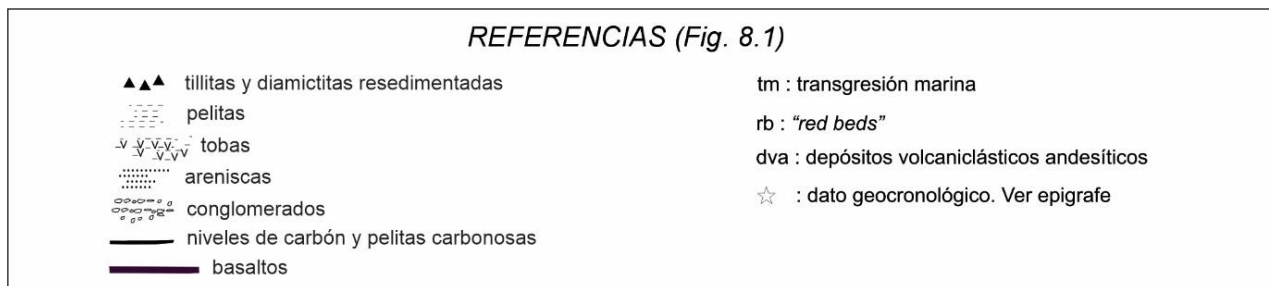


Fig. 8.1: Continuación página anterior.

Los esquemas paleogeográficos del Carbonífero temprano, propuestos por los autores previamente citados muestran que la región estuvo bajo la influencia de la glaciación generada durante la Edad de Hielo del Paleozoico Superior (Veevers y Powell, 1987; Frakes *et al.*, 1992), y por diversas transgresiones marinas provenientes del oeste desde el océano de Pantalasa. A su vez, y de manera contemporánea, un proceso de *rifting* continental, documentado por Fernández-Seveso *et al.*, (1993); Fernández-Seveso y Tankard (1995), a lo largo de la falla o megafractura de Valle Fértil, habría servido como disparador de la historia glaciaria mediante la creación de topografía elevada generada por domamiento cortical (Astini *et al.*, 2009). Durante esta etapa, principalmente la región de las sierras de Famatina-Sañogasta estuvo por encima de la línea de equilibrio de hielos, contribuyendo esto al desarrollo de calotas y valles glaciares (*e.g.*, Valdez Buso *et al.*, 2021).

La actividad tectónica de la falla o megafractura de Valle Fértil durante el Carbonífero temprano (pensilvaniano), no es evidente al analizar e interpretar el perfil sísmico SM94-14 A (Fig. 8.2). En ese perfil no es posible interpretar geometrías o arreglos sintectónicos extensionales (*e.g.*, Prosser, 1993; Withjack *et al.*, 2002), en los reflectores inferiores de la tectonosecuencia 1 (TS1), los cuales han sido asignados de manera indiferenciada a las formaciones Guandacol y Tuminico (Fig. 8.1). Sin embargo, existe variada evidencia de actividad tectónica pensilvaniana, en los afloramientos de las formaciones Guandacol y Tuminico expuestos a lo largo la falla o megafractura de Valle Fértil (Spalletti *et al.*, 2023, y referencias allí citadas). Esta evidencia incluye: 1) espesores anómalos y muy superiores a los observados en otros sectores de la Cuenca del Paganzo occidental, sugiriendo tasas de sedimentación elevadas en un contexto de elevada subsidencia mecánica a lo largo de la falla o megafractura de Valle Fértil; 2) abundantes deformaciones en sedimentos poco consolidados, originados por posible actividad sísmica, como megadeslizamientos y depósitos de transporte en masa, expuestos principalmente al sur de la Sierra de Maz, el Cerro Bola y la Sierra Morada; y 3) cambios cíclicos en la composición modal de las

areniscas en la sección superior de las formaciones Guandacol y Tuminico, y la parte inferior de la Formación Tupe. Estos cambios sugieren que las sierras de Maz-Umango, y las sierras de Famatina-Sañogasta actuaron alternativamente como áreas de proveniencia de las areniscas. De acuerdo a Spalletti *et al.*, (2023), esta alternancia sugiere que la falla de Valle Fértil debería haber sido activa, produciendo levantamientos temporarios y repetitivos en las sierras de Maz-Umango.

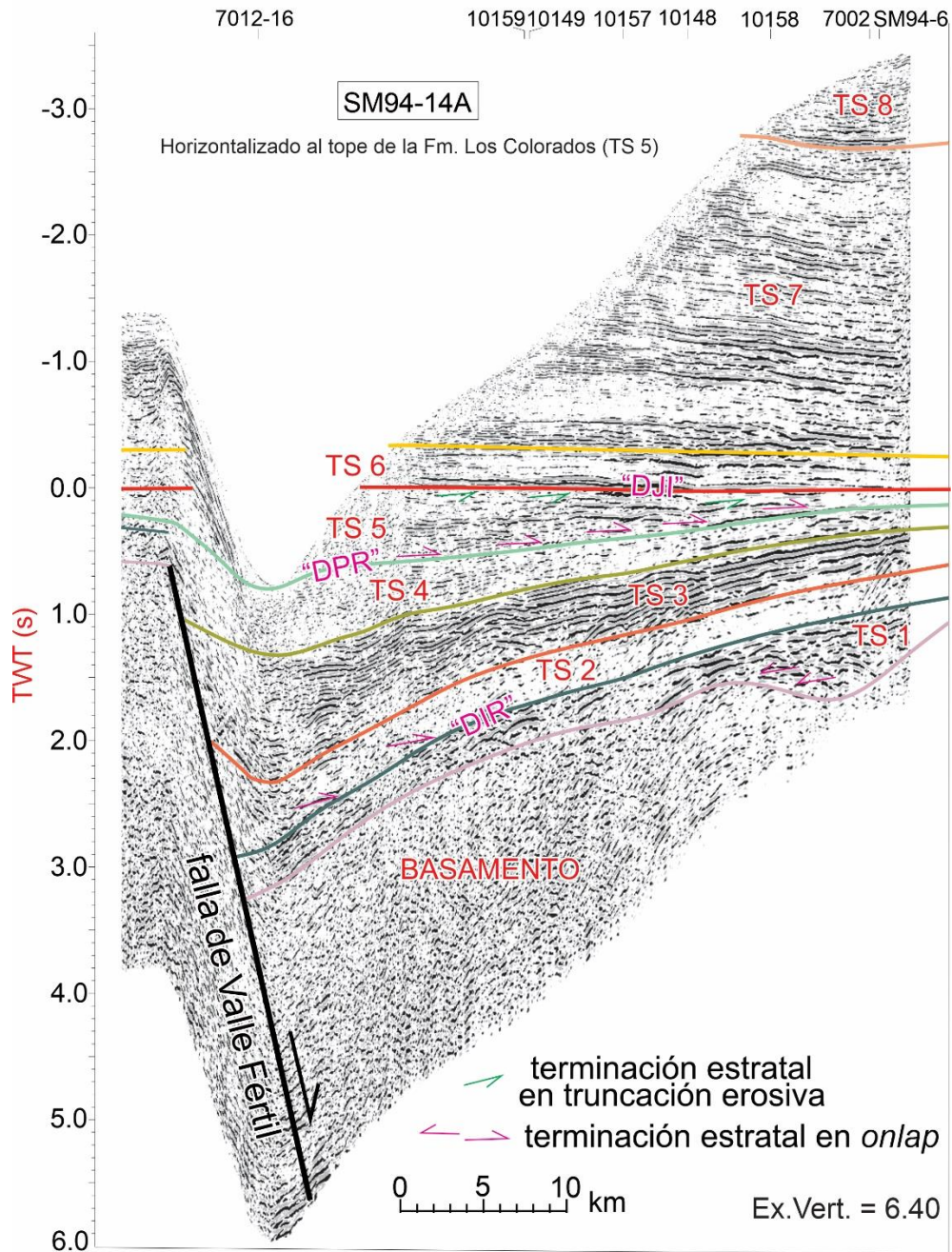


Fig. 8.2: Perfil sísmico SM94-14A horizontalizado e interpretado. Obsérvese la geometría del hemigraben y la asimetría del relleno Triásico con expansión de espesores hacia la falla maestra o de borde Valle Fértil. Las tectonosecuencias (TS) se encuentran caracterizadas en la figura 8.1. Discordancias: DIR (discordancia de inicio de *rift*); DPR (discordancia post-ruptura); DJI (discordancia Jurásico Inferior).

La fuerte incisión en el basamento generada durante la actividad glacial a lo largo del Carbonífero temprano, permite interpretar la morfología en forma de valles en “U” en los perfiles sísmicos SM94-2, SM94-5, 7003 (Figs. 4.6, 4.7 y 4.8. respectivamente). Esta morfología muestra cierta consistencia con el paleovalle de Vichigasta (Astini, 2010), exhumado en las sierras de Sañogasta e interpretado por Valdez-Buso *et al.*, (2021), como un paleovalle generado por un glaciar del tipo *bypass* o de salida, que transportó grandes cantidades de hielo hacia el Oeste (Sector de la falla de Valle Fértil). En este sector, es decir hacia el borde occidental - noroccidental de la actual Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, ninguno de los perfiles sísmicos (*e.g.*, Figs. 4.4, 4.9, y 4.10), muestra una morfología en el basamento consistente con un paleovalle glaciar. Esto permite apoyar la propuesta de Valdez-Buso *et al.*, (2021), que proponen que el sector proximal a la falla de Valle Fértil habría recibido aportes sedimentarios desde las sierras de Sañogasta-Famatina, en un contexto glaciomarino de mar abierto. Esta propuesta es sustentada además por el estudio modal en areniscas de Spalletti *et al.*, (2023); y por los estudios del registro glacial-marino exhumado en el Cerro Bola y en la Sierra Morada, el cual muestra todas las asociaciones de facies típicas de ese entorno (Andreis *et al.*, 1975; Fernandez-Seveso y Tankard, 1995; Dykstra *et al.*, 2011; Valdez-Buso *et al.*, 2015; Colombi *et al.*, 2018; López-Gamundí *et al.*, 2021). De esta manera, al analizar la evidencia tectónica-sedimentaria carbonífera, y los esquemas paleogeográficos, se propone la presencia de un paleovalle glaciar en el subsuelo del sector norte de la cuenca, posiblemente conectado con la Sierra de Famatina. De acuerdo a la posición geográfica de este paleovalle, el mismo, también habría transportado sedimentos hacia el sector el sector proximal a la falla de Valle Fértil. La extensión regional y morfología de este paleovalle, es visualizada y analizada en detalle mediante la información aeromagnética (véase Capítulo 5; Fig. 5.12).

La retracción glaciar comienza a finales del Pensilvaniano (López-Gamundí *et al.*, 2021, y referencias allí citadas), hasta que, en el Pérmico Inferior, un extenso período contraccional conocido como la fase orogénica San Rafael (Azcu y Caminos, 1987; Ramos, 1988), generó engrosamiento cortical y deformación en la Cordillera Frontal. Este periodo fue acompañado por la intrusión de batolitos graníticos y un amplio volcanismo coetáneo de composición predominantemente ácida que conforma el Grupo Choiyoi (Sato *et al.*, 2015 y referencias allí citadas). Este evento orogénico provocó un cambio climático regional, como así también un cambio en la configuración de la Cuenca del Paganzo, promoviendo condiciones climáticas áridas y sedimentación de espesas sucesiones de bancos rojizos (Formación Patquía, de la Cuesta y equivalentes). Esto habría transcurrido

en un contexto de cuenca de antepaís, donde dominaron procesos fluvio-eólicos (Astini *et al.*, 2009; Limarino *et al.*, 2021).

En ninguno de los perfiles sísmicos interpretados, se observan evidencias de la deformación asociada a la fase orogénica San Rafael, como, por ejemplo, estratos de crecimiento en los reflectores más superiores de la Tectonosecuencia 1 (TS1). Al contrario, se observa que los reflectores superiores de la TS1, se disponen de manera tabular a lo largo de la cuenca, solapando gradualmente altos de basamento, de manera similar a los depósitos de barreales y fluvio-eólicos de las formaciones Patquia, De la Cuesta y equivalentes, que solapan y cubren los bloques de basamento en las serranías aledañas a la cuenca (véase Capítulo 3; Fig. 3.1). Si bien desde un punto de vista tectonoestratigráfico esta sucesión podría interpretarse por sus relaciones sismoestratigráficas como una etapa de *sag* (*c.f.* Prosser, 1993), en el contexto de una cuenca antepaís propuesto por Astini *et al.*, (2009), se trataría de una secuencia de solapamiento expansivo asociada a la etapa de colmatación de la Cuenca del Paganzo.

8.2 Tectónica, sedimentación y magmatismo (Pérmico Superior – Jurásico Inferior)

8.2.1 Mecanismo de la generación del *rift* y origen de tensión litosférica

Como se mencionó anteriormente, el borde occidental-noroccidental de la Cuenca del Paganzo presenta ciertas características que sugieren un fuerte control tectónico ejercido por la falla o megafalla de Valle Fértil. De esta manera, el modelo de evolución del *rifting* Permo-Triásico puede ser analizado en un contexto evolutivo bajo la influencia de una fábrica discreta preexistente (Paton, 2006), de acuerdo al modelo presentado en el apartado 6.3.5.1 En dicho modelo la falla de Valle Fértil es considerada como una importante fábrica estructural heredada, que actuó como la falla maestra o de borde activo en el desarrollo del hemigraben, controlando la sedimentación de la cuenca de hemigraben durante el Pérmico Superior-Triásico Superior (Milana y Alcober, 1994; Rosello *et al.*, 1997; López-Gamundi *et al.*, 1997; Caselli, 1998; Currie *et al.*, 2009; Mancuso y Caselli, 2012; Colombi *et al.*, 2017; Santi Malnis *et al.*, 2020; Fig. 8.2). A su vez, el magmatismo alcalino basáltico en forma de coladas y *sills* en diferentes posiciones estratigráficas con respecto a las sedimentitas triásicas, también fue favorecido por el régimen extensional. Esto se debe a que existe una relación estructural con las fallas de Valle Fértil y Talampaya que favorecieron el emplazamiento del magma hacia la superficie (Romer y Jensen, 1966;

Thompson y Mitchell, 1972; Monetta *et al.*, 1993; Page *et al.*, 1997; Alexandre *et al.*, 2009; Sommer *et al.*, 2018; y Castro de Machuca *et al.*, 2019).

Los mecanismos de generación del *rift* Permo-Triásico y el origen de la tensión litosférica en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión fueron abordados inicialmente por Spalletti (1997), quien propuso un contexto de *rifting* pasivo (McKenzie, 1978; McKenzie y Bickle, 1988; Ziegler y Cloetingh, 2004, y referencias allí citadas). Esta propuesta fue recientemente discutida y apoyada por Castro de Machuca *et al.*, (2019), mediante el estudio petrogenético de los basaltos alcalinos. De acuerdo a estos autores el magmatismo basáltico fue originado por procesos que involucran un manto enriquecido, en vez de un origen asociado al ascenso de una pluma mantélica, tal como sucede en un contexto de *rifting* activo (Dewey y Burke, 1974; Bott y Kuszniir, 1979; Spohn y Schubert, 1982, Ziegler y Cloetingh, 2004, y referencias allí citadas). De esta manera al caracterizar el marco tectónico Permo-Triásico de la cuenca como un *rift* pasivo, el origen de la tensión litosférica es puramente atribuida a las fuerzas actuantes sobre las placas continentales, en congruencia a lo propuesto por del Rey *et al.*, (2019). Esta propuesta (Fig. 2.1), considera un campo de esfuerzos regionales externo al sistema de *rift*, generando un adelgazamiento de la litósfera con el consecuente levantamiento pasivo de la astenósfera, y un calentamiento de la misma que produce levantamiento topográfico. De acuerdo a del Rey *et al.*, (2019), durante el Permo-Triásico, esas condiciones fueron promovidas por una baja tasa de convergencia de las placas, y por una velocidad de retroceso (*rollback*) de la placa en subducción más elevada que el movimiento de la placa continental hacia la trinchera. Esto favoreció así el desarrollo de la Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión en el trasarco, y la cual fue rellenada por cientos o miles de metros de sedimentos detríticos continentales en distintas fases típicas de un *rift*, descritas y discutidas a continuación.

8.2.2 Evolución tectónica-sedimentaria Permo-Jurásico Inferior

De acuerdo a Milana y Alcober (1994), la totalidad de la sucesión Permo–Triásica, probablemente extendiéndose hasta el Jurásico Inferior (Figs. 8.1 y 8.2), de acuerdo a lo discutido en el apartado 7.6.1, fue depositada bajo un régimen extensional, subdividiendo la estratigrafía en dos tectonosecuencias de *synrift*. La primera secuencia incluye a las formaciones Talampaya, Tarjados, Chañares e Ischichusca; y la segunda secuencia incluye solamente a la Formación Ischigualasto. Ambas secuencias se encuentran separadas por

las formaciones Los Rastros y Los Colorados, respectivamente, las cuales representan tectonosecuencias de *postrift*.

Más recientemente, Colombi (2007) en Colombi *et al.*, (2017), siguiendo los fundamentos y esquemas teóricos de Gawthorpe y Leeder (2000), presentó una propuesta alternativa, que establece una evolución tectónica-sedimentaria más regular y continua de una típica cuenca de hemigraben (Allen y Allen, 2013). De acuerdo a Colombi (2007), la depositación de las formaciones Talampaya y Tarjados corresponde a la etapa “inicial” del *synrift*, y mientras que las formaciones Chañares e Ischichuca corresponden a la segunda etapa del *synrift* denominada “interacción y unión de fallas” (“*interaction and linkage fault stage*”). Luego, la Formación Los Rastros y la base de la Formación Ischigualasto (miembros La Peña y Cancha de Bochas) representan la etapa de “falla continua” (“*through going fault stage*”), mientras que la parte superior de la Formación Ischigualasto (miembros Valle de la Luna y Quebrada de la Sal) representan la etapa final del *synrift*, o de “falla muerta” (*Death fault*). Independientemente del modelo o propuesta de evolución tectónica-sedimentaria, la Formación Los Colorados siempre ha sido interpretada como una unidad depositada durante la etapa de *postrift*.

La revisión y análisis de numerosos estudios sedimentológicos y estratigráficos de las secuencias exhumadas en los bordes de la cuenca (véase Capítulo 3), y la aplicación de criterios sismoestratigráficos siguiendo a Prosser (1993), permite relacionar las tectonosecuencias (Fig. 8.1), a un determinado proceso tectónico dominante que operó durante la depositación, o inmediatamente antes de la depositación, creando así el espacio de acomodación necesario para que los sedimentos se acumulen. La propuesta de evolución tectónica-sedimentaria presentada en los apartados subsiguientes, sigue la propuesta de Colombi (2007), sustentándola o reforzándola mediante criterios sismoestratigráficos y estructurales.

8.2.2.1 Etapa de *synrift* inicial

La etapa del *synrift* inicial durante el Pérmico Superior-Triásico Inferior (Milana y Alcober, 1994; Caselli, 1998; Gulbranson *et al.*, 2015; Colombi, 2007), entendida como la organización espacial y temporal del relleno asociado a la primera etapa de fallamiento normal (Prosser, 1993), ha sido estudiada a partir del análisis de los afloramientos de las formaciones Talampaya y Tarjados (Milana y Alcober, 1994; Caselli, 1998; Gulbranson *et al.*, 2015). Ambas unidades han sido asignadas en esta tesis a la tectonosecuencia (TS2; Fig. 8.1), la cual, al horizontalizar el reflector del tope del Triásico (tope de la TS5), a lo largo

del perfil sísmico SM94-14A (Fig. 8.2), queda dispuesta en forma de cuña (Fig. 8.2), con un marcado engrosamiento hacia la Falla maestra o de borde activo de Valle Fértil (López-Gamundi *et al.*, 1997). Este procedimiento, provoca, además, que los reflectores de la TS2 conformen un sinclinal de crecimiento contra el bloque yacente de la falla de Valle Fértil (Fig. 4.11 B), estructura que puede asociarse a las primeras etapas del *synrift* (e.g., Prosser, 1993; Withjack *et al.*, 2002). Así, la discordancia “Amanaica” (López-Gamundí *et al.*, 1989), entre la TS1 y la base de la TS2 (Figs. 3.2 B, 8.1 y 8.2), puede ser interpretada como el registro inicial del *synrift*, o como una discordancia de inicio de *rift* “*rift-onset unconformity*” (*sensu*, Falvey, 1974).

Etapa de **synrift inicial**: Pérmico - Triásico Inferior (~260 - 245 Ma)

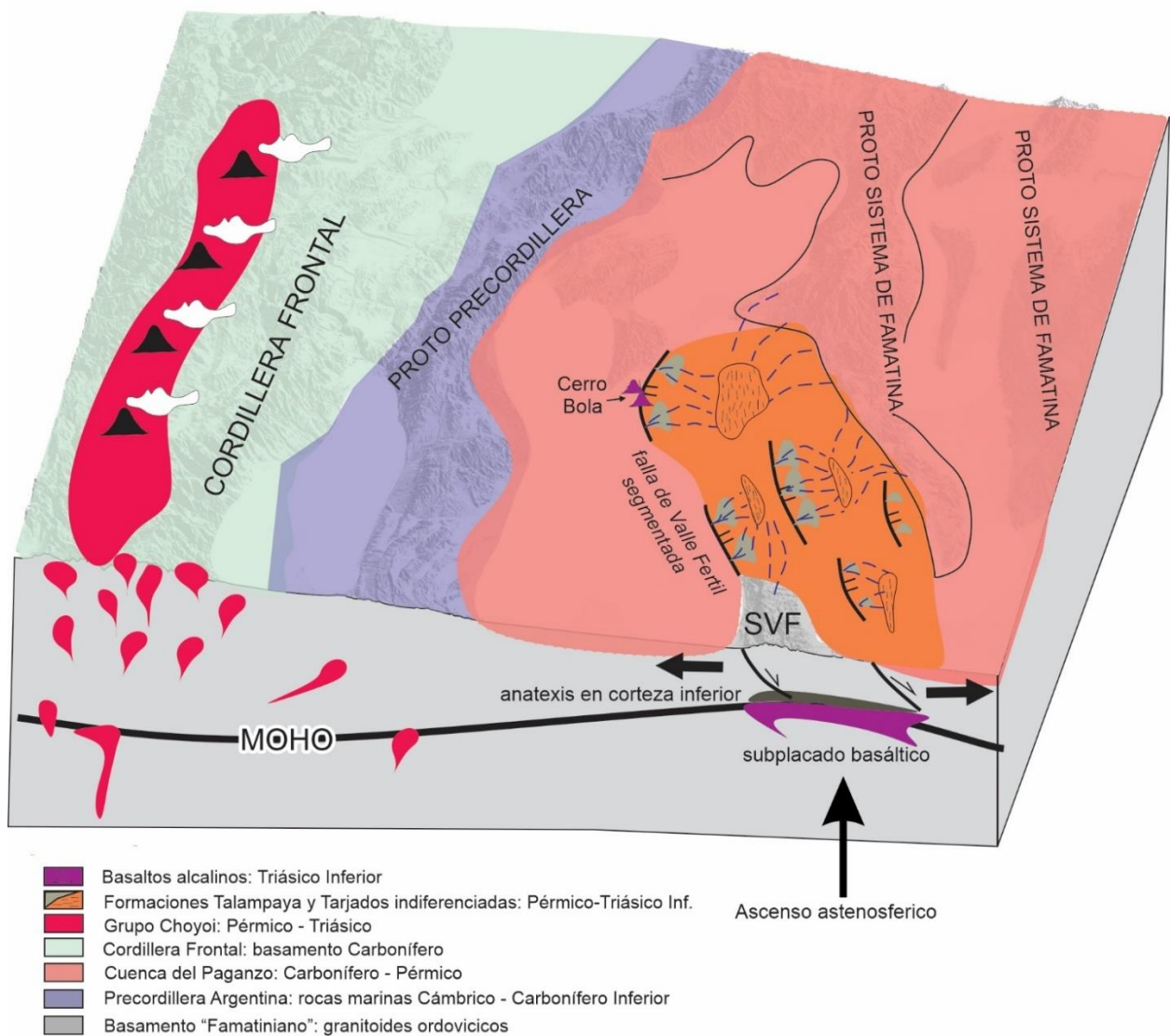


Fig. 8.3: Esquema paleoambiental de la etapa de *synrift* inicial durante la deposición de la Fms. Talampaya-Tarjados. Basado en la propuesta de Caselli (1998). SVF: Sierra de Valle Fértil.

Teniendo en cuenta las relaciones estratigráficas antes mencionadas, y las marcadas variaciones de espesores a lo largo y ancho de la cuenca, resulta evidente un fuerte control inicial del relleno, asociado a la primera etapa de *rift* “*synrift* inicial” (Milana y Alcober, 1994; Caselli, 1998). En esta etapa, la sedimentación estuvo restringida a una serie de depresiones o hemigrabenes parcialmente desconectados, cuya subsidencia fue controlada por el movimiento de las fallas normales incipientes de Valle Fértil y Talampaya (Fig. 8.3; Milana y Alcober, 1994, Caselli, 1998). De manera proximal a estas fallas, tuvo lugar la depositación de sedimentos gruesos de abanicos aluviales, con derrames de coladas basálticas en el depocentro ubicado en el sector del Cerro Bola (Fig. 8.3; Caselli, 1998). A su vez, hacia los sectores más distales de los depocentros, la sedimentación estuvo caracterizada por sedimentos más finos, asociados a sistemas fluviales efímeros y barreales (Fig. 8.3; Caselli, 1998). Lamentablemente, la falta de registro sísmico a través del borde occidental y oriental de la cuenca, imposibilita la reconstrucción de los depocentros del *synrift* inicial, por lo tanto, el estilo y magnitud del relleno de *synrift*, solamente puede ser estudiado mediante correlaciones estratigráficas y comparaciones con otras secuencias continentales análogas (e.g., Gawthorpe y Leeder, 2000).

A diferencia del magmatismo basáltico desarrollado hacia las etapas más evolucionadas del *synrift* (apartado 8.2.2.3), el primer evento de magmatismo basáltico Permo-Triásico temprano en el Cerro Bola, se encuentra pobremente estudiado, desconociéndose los aspectos petrogenéticos. Esto último constituye un interrogante que no permite aun proponer un modelo geodinámico para dicho lapso temporal en la cuenca.

Particularmente, el origen de los depocentros asociados a la falla de Valle Fértil, estaría inicialmente relacionado a un régimen predominantemente dextral con la presencia de un campo de esfuerzos transtensivos-transpresivos (Caselli, 1998). En ese contexto los depocentros fueron generados en curvaturas distensivas (*releasing bends*), mientras que los altos estructurales como la Sierra de Valle Fértil (Fig. 8.3), se formaron en sectores con tectónica transpresiva (Caselli, 1998). Si bien esta propuesta se encuentra sustentada por criterios puramente tectónico-sedimentarios, apoyados con datos de paleocorrientes y análisis de procedencia, en esta tesis no se han reconocido en los afloramientos evidencias del régimen tectónico antes mencionado. Esto deja abierta la posibilidad de que la evolución etapa del *synrift* inicial, podría estar también relacionada a un régimen extensional oblicuo, similar al observado en numerosas cuencas Triásicas contemporáneas (Spalletti, 2001; Zeffass *et al.*, 2004; Barredo y Ramos, 2010; Giambiagi *et al.*, 2011; Spikings *et al.*, 2016).

8.2.2.2 Etapa de *synrift*: interacción y unión de fallas normales

La sección inferior e intermedia de la Tectonosecuencia 3 (TS3), es asignada a la Formación Chañares y a las lutitas negras carbonosas (“Estratos de Ischichusca”), en la base de la Formación Los Rastros (Figs. 8.1 y 8.2). Desde el punto de vista tectono-estratigráfico, y siguiendo la propuesta de Colombi *et al.*, (2007), estas unidades representan el registro sedimentario de etapa del *synrift* de interacción y unión de la falla de Valle Fértil (Figs. 8.1 y 8.4).

Etapa de *synrift*: Interacción y unión de fallas normales

Formación Chañares y lutitas negras carbonosas(base de la Formación Los Rastros)

(~236 - 233 Ma)

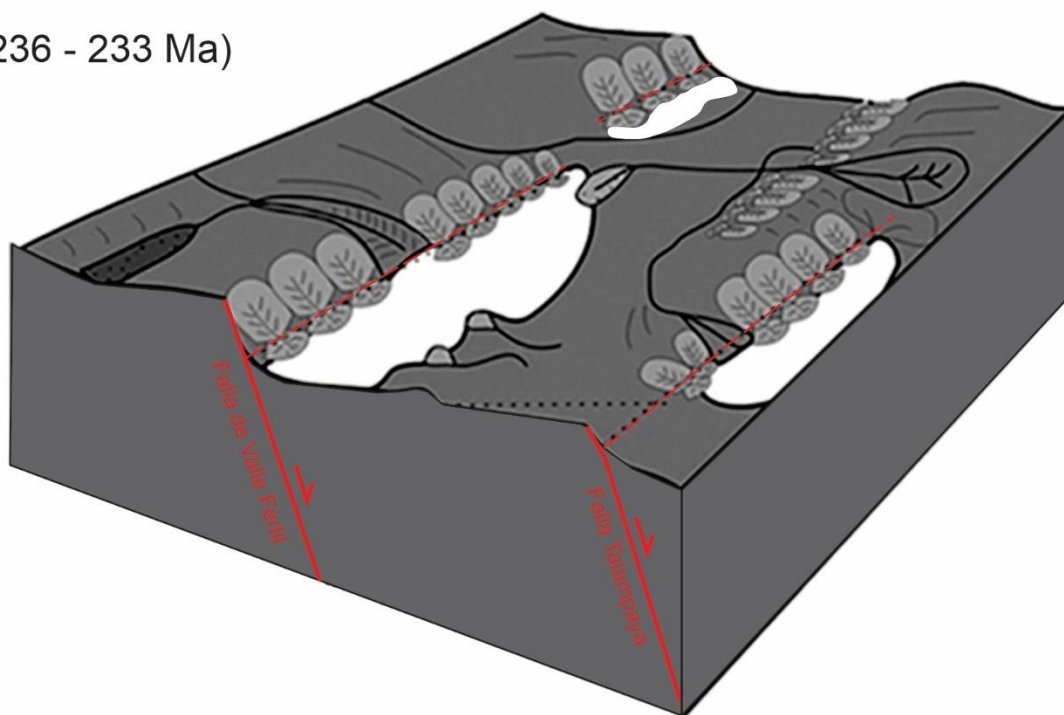


Fig. 8.4: Esquema paleoambiental de la etapa de *synrift* (interacción y unión de fallas) durante la deposición de la Fm. Chañares y la base de la Fm. Los Rastros (estratos de Ischichusca). Extraído y modificado de Colombi *et al.* (2017).

De acuerdo a Mancuso y Caselli (2012), la Formación Chañares (Véase apartado 3.1.3.3), se caracteriza por una sedimentación principalmente aluvial-fluvial, con una menor proporción sedimentos lacustres en un espacio de acomodación relativamente bajo en los depocentros generados durante el *synrift* inicial (*e.g.*, Gawthorpe y Leeder, 2000). Gradualmente, y de manera regional la Formación Chañares es reemplazada por un cortejo sedimentario transgresivo, el cual se caracteriza por el desarrollo de sistemas retrogradacionales en el bloque colgante de los hemigrabenes, y una progresiva profundización de los sistemas lacustres; etapa usualmente denominada como el “clímax”

del *synrift* (Figs. 8.1; Prosser, 1993). Así, el aporte de sedimentos en la cuenca durante el Triásico tardío (Carniano), fue evidentemente inferior a la generación de espacio de acomodación, debido un incremento en la subsidencia tectónica por los procesos extensionales del *rifting* (Mancuso y Caselli, 2012).

Esto último, estaría relacionado a la propagación lateral e interacción de posibles segmentos de fallas normales, etapa denominada como “interacción y unión” (“*interaction and linkage stage*”; Gawthorpe y Leeder, 2000). Durante esta etapa (Fig. 8.4), los hemigrabenes se expandieron de manera axial, siendo gradualmente rellenados por hasta 70 m de lutitas carbonosas (Milana y Alcober, 1994; Melchor, 2007; Mancuso y Caselli, 2012). Desde el punto de vista sismoestratigráfico (Fig. 8.2), el crecimiento axial de los hemigrabenes queda registrado por un progresivo adelgazamiento de la TS3 hacia el este, y un marcado e importante engrosamiento de la TS3 hacia la Falla maestra o de borde activo de Valle Fértil (e.g., Schlische *et al.*, 1996; Morley, 1999).

8.2.2.3 Etapa de *synrift* de falla normal continua y falla normal muerta

Desde el punto de vista sismoestratigráfico (Fig. 8.2), los reflectores intermedios a superiores de la tectonosecuencia (TS3) son interpretados como el cortejo de nivel alto de lago propuesto por Mancuso y Caselli (2012). Este cortejo reemplaza gradualmente a los bancos de lutitas carbonosas “estratos de Ischichusca” (Fig. 8.1), por las típicas facies deltaicas de la sección media y superior de la Formación Los Rastros (Milana y Alcober 1994; Milana, 1998; Melchor 2007; Mancuso y Caselli, 2012). Así, el desarrollo de una sucesión progradacional compuesta por ciclos granocrecientes (parasecuencias), correspondientes a deltas tipo Gilbert (Milana, 1998), indica que la tasa de aportes de sedimentos fue al menos igual o superior a la tasa de generación de espacio de acomodación (Melchor, 2007; Mancuso y Caselli, 2012). Esta última observación, sugiere una fase tectónica de *postrift* (Milana y Alcober, 1994), o una fase de *postrift* inicial (Mancuso y Caselli, 2012). Sin embargo, los datos de paleocorrientes y procedencia suministrados por Mancuso y Caselli, (2012), indican un importante cambio en la configuración de la cuenca. Asimismo, esto sugiere un fuerte control tectónico ejercido por las fallas maestras de Valle Fértil y Talampaya evidenciado por direcciones de flujo que indican aportes desde el oeste- sudoeste, es decir de manera ortogonal al margen activo del hemigraben (Fig. 8.5). Este cambio en la configuración de la cuenca, podría estar vinculado al establecimiento de la etapa de un sistema de fallas normales continuas “*through going fault stage*” (Gawthorpe y Leeder, 2000), en un estadio avanzado de la fase

de *synrift*, coetáneo con depositación de la Formación Los Rastros y los miembros inferiores de la Formación Ischigualasto (Figs. 8.1 y 8.5; Colombi, 2007; en Colombi *et al.*, 2017).

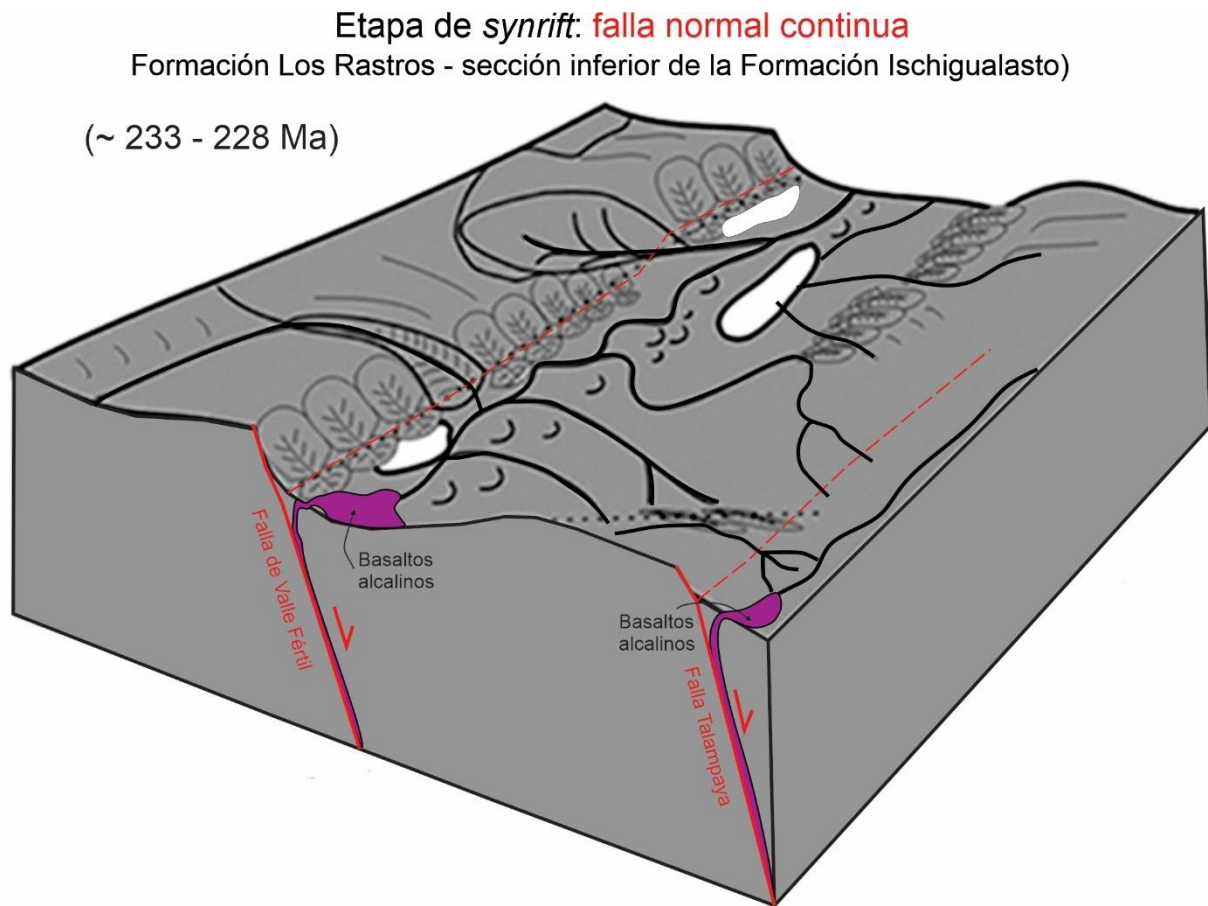


Fig. 8.5: Esquema paleoambiental de la etapa de *synrift* (falla normal continua) durante la depositación de la Fm. Los Rastros y la sección inferior de la Fm. Ischigualasto. Extraído y modificado de Colombi *et al.* (2017).

En esta etapa de fallas normales continuas, conexión integral de los depocentros, y elevadas tasas de subsidencia (Gawthorpe y Leeder, 2000), el escenario tectónico es coherente con la máxima extensión litosférica usualmente registrada en el *synrift* (e.g., Withjack *et al.*, 2002). Esto último, favoreció el ascenso del manto astenosférico y la generación de magmatismo alcalino basáltico (Fm. Baldecitos; Vease apartado 3.1.3.5), por medio de la fusión parcial de la corteza y *upwelling* por descompresión adiabática (Castro de Machuca *et al.*, 2019). Esto promovió así, el emplazamiento del magma a través de estructuras litosféricas preexistentes, como las fallas de Valle Fértil y Talampaya (Fig. 8.5).

La sincronidad entre magmatismo y sedimentación esta constreñida por una serie de edades radiométricas en los afloramientos de basaltos al sur de la cuenca (región de Baldecitos y Parque Provincial Ischigualasto), que permiten acotar el magmatismo aproximadamente entre los 238 y 228 Ma (Fig. 8.1; Thompson y Mitchell, 1972; Alexandre

et al., 2009; López *et al.*, 2015; y Sommer *et al.*, 2018). Estas edades son coetáneas al lapso temporal de la depositación de la Formación Los Rastros (Mancuso *et al.*, 2020), y los miembros inferiores de la Formación Ischigualasto (Desojo *et al.*, 2020).

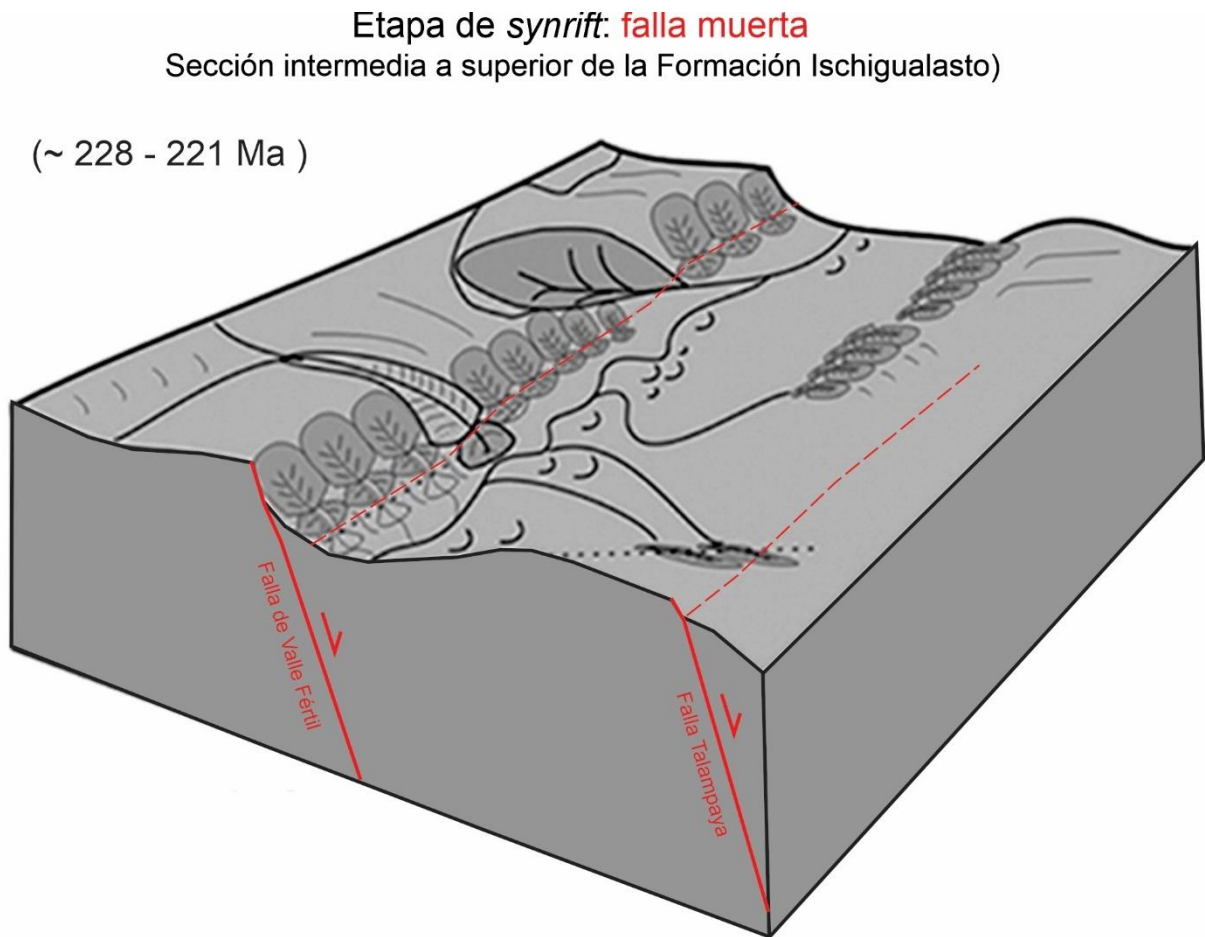


Fig. 8.6: Esquema paleoambiental de la etapa de *synrift* (falla muerta) durante la depositación de la sección intermedia a superior de la Fm. Ischigualasto. Extraído y modificado de Colombi *et al.* (2017).

La transición entre el *synrift* y el *postrift* está representada por la etapa de falla muerta “*Death fault*” (Gawthorpe y Leeder, 2000), la cual se caracteriza por la progresiva desactivación de la actividad tectónica de las fallas maestras y secundarias, hasta alcanzar un estado de inactividad que caracteriza el *postrift* (Fig. 8.6). De acuerdo a Colombi (2007), la etapa de falla muerta está representada por los últimos dos miembros superiores de la Formación Ischigualasto, que de acuerdo a la propuesta sismoestratigráfica (Fig. 8.1), corresponden a los reflectores ubicados hacia el techo de la tectonosecuencia 4 (TS4). Esta propuesta es consistente con los criterios sismoestratigráficos de Prosser (1993), que establece que la etapa final del *synrift* se caracteriza por la disminución progresiva de la divergencia de los reflectores hacia la falla maestra o del borde activo del hemigraben; característica que es observada en la figura 8.2.

8.2.2.4 Etapa de *postrift*

La etapa del *postrift* (*sensu* Prosser 1993) se caracteriza por una gradual pérdida del espacio de acomodación, debido a la baja tasa de subsidencia termotectónica. Como consecuencia de ello, los sistemas depositacionales tienden a expandirse al mismo tiempo que aumenta la tasa de aporte de sedimentos, en particular, de materiales gruesos. Esto que da lugar a la conformación de secuencias inicialmente granocrecientes atribuidas al decaimiento de la subsidencia termotectónica, seguida por otra secuencia granodecreciente final (e.g., Blair, 1987; Prosser, 1993). Particularmente, ese arreglo estratigráfico fue reconocido en la Formación Los Colorados (Tectonosecuencia 5 – TS 5) motivo por el cual Milana y Alcober (1994) asignaron a esta unidad a la etapa de *postrift* (Fig. 8.1).

Desde el punto de vista sismoestratigráfico, y en consonancia a los criterios propuestos por Prosser (1993), se observa que al horizontalizar el tope de la TS 5 (Fig. 8.2), los reflectores subparalelos a paralelos de la TS5 progresivamente finalizan en *onlap* y sobrepasan a la TS4. Este arreglo sismoestratigráfico contrasta con las tectonosecuencias infrayacentes, por lo que el contacto entre la TS4 y la TS5, es consistente con la presencia de una discordancia post-ruptura “*breakup unconformity*” (*sensu* Falvey, 1974), que señala la finalización del fallamiento activo de la falla de Valle Fértil.

Más recientemente, Santi Malnis *et al.*, (2020), sustentaron la propuesta de Milana y Alcober (1994), mediante el análisis de la arquitectura fluvial y los cambios laterales y verticales de los canales y planicies de inundación en la Formación Los Colorados. De acuerdo a estos autores la sección inferior de dicha unidad (aproximadamente los primeros 400 m), están compuestos por intervalos de sistemas fluviales de moderada a elevada sinuosidad, orientados axialmente al hemigraben, que fluyeron desde el noroeste hacia el sudeste (Fig. 8.7). A su vez, Santi Malnis *et al.*, (2020), proponen que la arquitectura fluvial de estos intervalos, estuvo controlada por la topografía remanente o heredada del *synrift*, de manera similar a lo observado en los sistemas fluviales de la Formación Ischigualasto (Currie *et al.*, 2009; Colombi *et al.*, 2017). Esto permite así explicar la geometría en cuña de la Tectonosecuencia 5, con engrosamiento hacia la Falla maestra o de borde activo de Valle Fértil (Fig. 8.2), a pesar de cese de la subsidencia mecánica durante el *postrift*.

Etapa de postrift

Formación Los Colorados (~ 221 - 195 Ma)

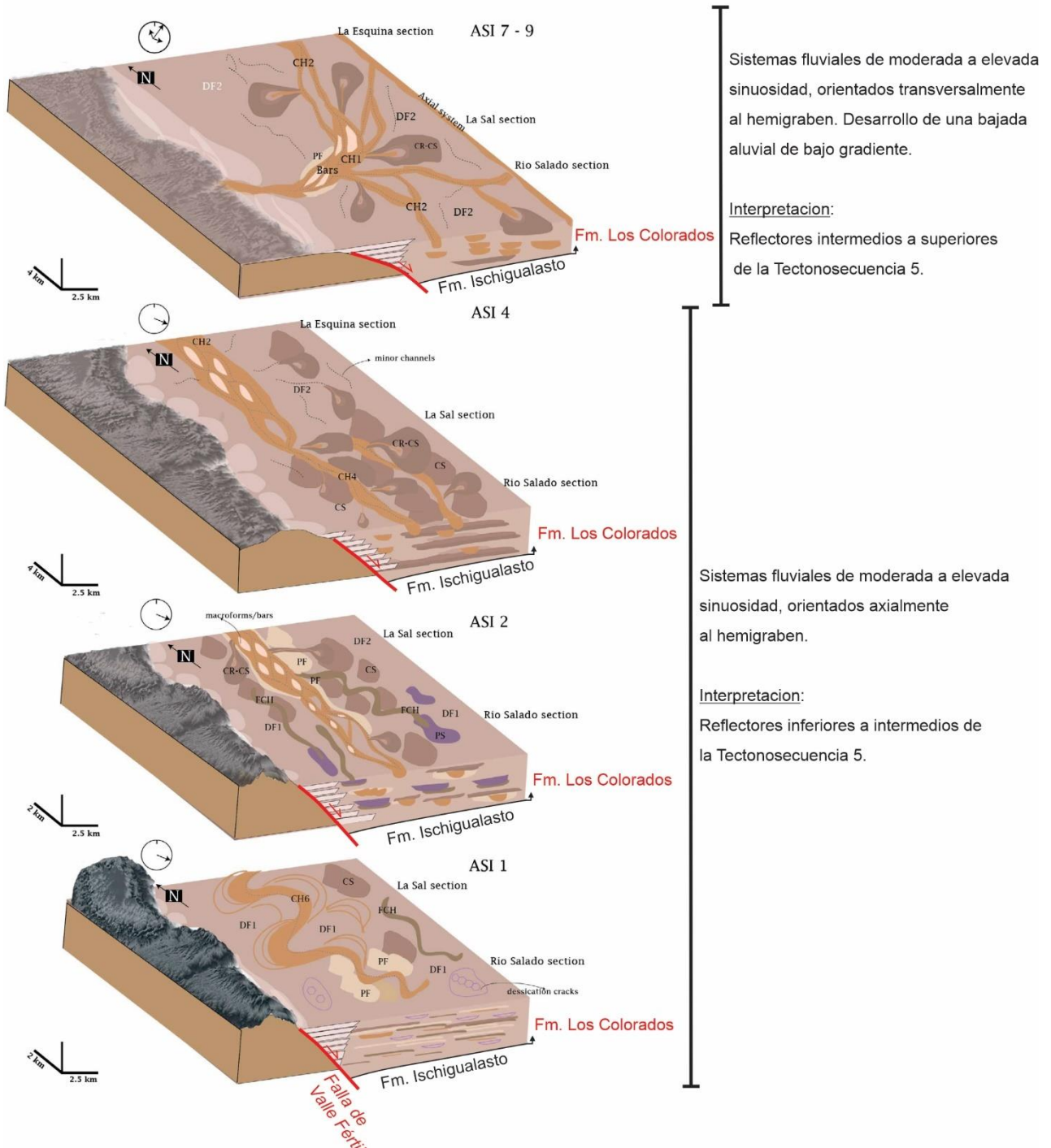


Fig. 8.7: Esquema paleoambiental de la Formación Los Colorados, realizado mediante el análisis de facies fluviales y elementos arquitecturales en diferentes intervalos estratigráficos aluviales (“ASI”). Extraído y modificado de Santis-Malnis et al. (2020). En esta tesis, y desde el punto de vista sismoestratigráfico los intervalos estratigráficos aluviales han sido asignados a diferentes grupos de reflectores presentes en la Tectonosecuencia 5 (Figs. 8.1 y 8.2).

Con respecto a la sección superior de la Formación Los Colorados (entre 200 a 500 m preservados), la misma se compone de intervalos de sistemas fluviales transversales al

hemigraben (Fig. 8.7), que muestran direcciones de paleoflujos desde el oeste hacia el este, es decir desde el bloque yacente hacia el bloque colgante de la falla de Valle Fértil (Santi Malnis *et al.*, 2020). De acuerdo a estos autores, estos sistemas fluviales conformaron una amplia bajada de bajo gradiente. Esta propuesta que permite así explicar la presencia de reflectores paralelos y continuos hacia el techo de la TS5, sobrepasando la TS4 (Fig. 8.2).

La historia termal durante la etapa del *postrift*, de acuerdo a los modelos termales de las muestras N145 y N148 (Figs. 7.39 y 7.40, respectivamente; apartado 7.6.1), permiten inferir una edad de sedimentación para la Formación Los Colorados entre los ~ 221-195 Ma. De acuerdo a esta propuesta, al menos 1200-1400 metros de la sección superior de la Formación Los Colorados fueron erosionados luego del Jurásico temprano. Esto último es consistente con la presencia de la discordancia erosiva y/o truncación que separa la TS5 (Formación Los Colorados) con la base de la TS6 (Fig. 8.2). Con una finalidad puramente estratigráfica, en esta tesis se propone denominar a esta discordancia como “*Discordancia Jurásico Inferior*” (Figs.8.1 y 8.2).

8.3 Quiescencia tectónica (Jurásico - Paleógeno)

Al menos desde el Cretácico los Andes Centrales comenzaron a experimentar los primeros eventos discretos de acortamiento cortical (Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos, 2009). Estos eventos han sido atribuidos a un periodo de elevada velocidad de convergencia perpendicular a la trinchera de Perú-Chile, entre las placas de Farallón y Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Sdrolias y Müller, 2006). Sin embargo, entre los 29° -30° S, importantes etapas o fases de deformación y exhumación comenzaron a ocurrir en la Cordillera Frontal argentino-chilena desde el Eoceno (Martínez *et al.*, 2017; Lossada *et al.*, 2017; Giambiagi *et al.*, 2017; Rodríguez *et al.*, 2018). Si bien hasta la fecha no se ha documentado en dichas regiones un registro sedimentario sinorogénico Eoceno, Fosdick *et al.*, (2017) y Reat y Fosdick (2018), propusieron que el registro sinorogénico fue preservado en la Cuenca del Bermejo (Fig. 8.8). Estos registros se componen desde la base y hacia el techo por las formaciones Ciénaga del Río Huaco y Puesto de la Flecha las cuales afloran a lo largo del sector oriental de la Precordillera Argentina (Tabla o cuadro estratigráfico 3.3). Estas unidades se componen de diversos paleoambientes fluviales efímeros, lacustres y eólicos, que caracterizaron el retroarco previamente a la estructuración de la Precordillera Argentina (Fig. 8.8).

Eoceno ~55 - 33 Ma

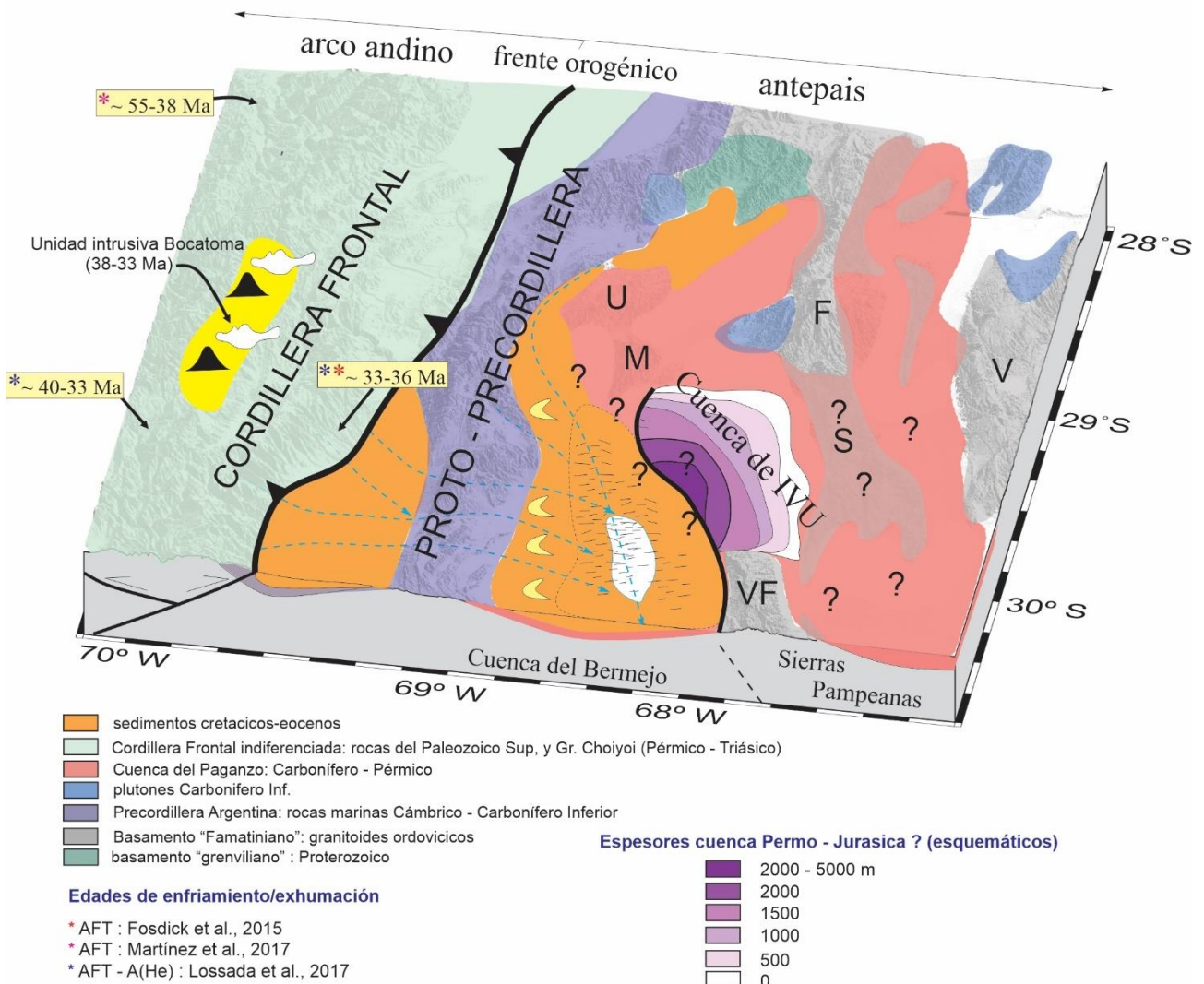


Fig. 8.8: Esquema paleogeográfico y paleoambiental durante el Eoceno. Basado en los esquemas y aportes de Fosdick et al., (2017); y Reat y Fosdick et al., (2018). Cuenca de IVU: Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión. VF: Sierra de Valle Fértil. M: Sierra de Maz. U: Sierra de Umango. S: Sierra de Sañogasta. F: Sierra de Famatina. V: Sierra de Velasco. Los espesores de la cuenca Permo-Jurásica fueron dibujados esquemáticamente siguiendo el mapa isopáquico de la figura 4.15.

El periodo comprendido entre los 33 a los 23 Ma (Oligoceno), estuvo asociado a una baja velocidad absoluta de la placa Sudamericana (Silver et al., 1988), junto a una baja tasa de convergencia de la placa de Farallón (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella 2012; Quiero *et al.*, 2022). Como resultado de ese marco geodinámico, un régimen extensional se instauró en la Cordillera Frontal durante el Oligoceno tardío (Fig. 8.9), que permitió el desarrollo de un arco volcánico, y las cuencas de intra-arco de Doña Ana y de retroarco del Valle del Cura (Winocur *et al.*, 2015, y referencias allí citadas). Posteriormente, durante el Mioceno temprano, el levantamiento inicial de la Cordillera Frontal comenzó a impedir el transporte de humedad desde los vientos provenientes del Océano Pacífico, lo que favoreció el desarrollo de importantes campos eólicos en la Cuenca del Bermejo (Fig.

8.9; Fosdick *et al.*, 2017), y en otras regiones del antepaís de los Andes Centrales (Ciccioli *et al.*, 2023, y referencias allí citadas). Ejemplos del importante registro eólico que cubrió la región, lo constituye la Formación Vallecito, la cual aflora a lo largo del sector oriental de la Precordillera Argentina (Tabla o cuadro estratigráfico 3.3), y en sectores proximales a la Cordillera Frontal (Limarino *et al.*, 2016).

Oligoceno ~33 - 23 Ma

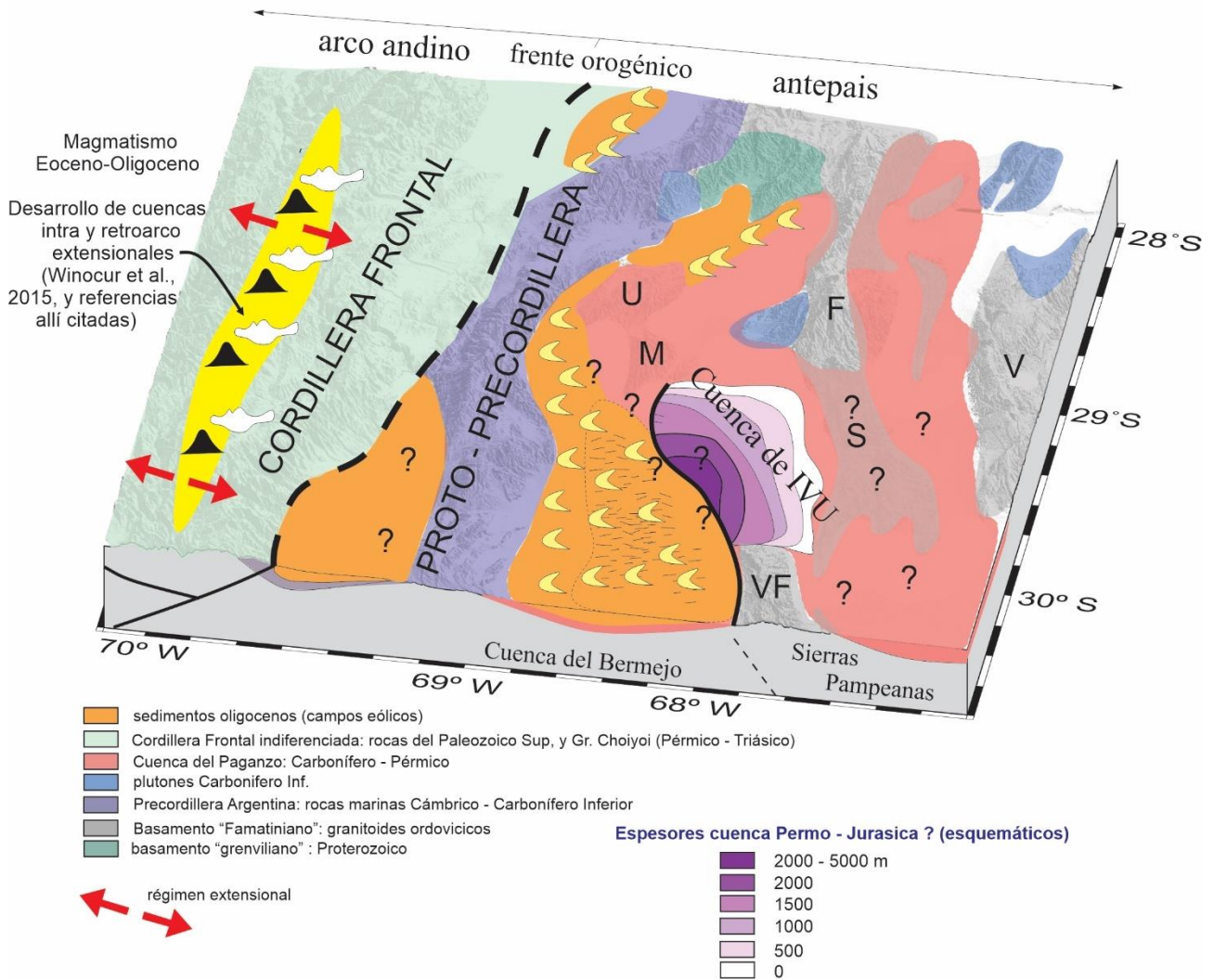


Fig. 8.9: Esquema paleogeográfico y paleoambiental durante el Oligoceno. Basado en los esquemas y aportes de Winocur et al., (2015); Fosdick et al., (2017); y Reat y Fosdick et al., (2018). Cuenca de IVU: Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión. VF: Sierra de Valle Fértil. M: Sierra de Maz. U: Sierra de Umango. S: Sierra de Sañogasta. F: Sierra de Famatina. V: Sierra de Velasco. Los espesores de la cuenca Permo-Jurásica fueron dibujados esquemáticamente siguiendo el mapa isopáquico de la figura 4.15.

En la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, como en el Sistema de Famatina, los análisis estratigráficos, sismoestratigráficos, estructurales y termocronológicos, no sugieren la existencia de las etapas compresionales y extensionales jurásicas - paleógenas antes mencionadas. Particularmente, las historias termocronológicas modeladas en la región de

estudio (Véase apartado 7.5), sugieren un periodo de quiescencia tectónica y relajamiento termal durante el Jurásico-Paleógeno. Este periodo acotado aproximadamente entre los 195 a 20 Ma (Véase apartado 7.6.2), habría transcurrido en un contexto topográfico regional cuasi-plano (Boschman, 2021; Martina *et al.*, 2021), cuyo registro estratigráfico estaría representado por una sección condensada de ~20 a 100 m de espesor, o una disconformidad demarcada por los conglomerados y areniscas pardas-anaranjadas de la Formación Cerro Rajado (Bossi, 1977; Santi-Malnis *et al.*, 2020). Este registro estratigráfico, yace en discordancia erosiva sobre la Formación Los Colorados, y los escasos espesores sugieren bajas tasas de acumulación bajo condiciones de erosión y de *bypass* sedimentario hacia otros depocentros ubicados al sur-sudeste, según los datos de paleocorrientes de Bossi (1977).

Desde el punto de vista sismoestratigráfico (véase apartado 4.3.1.6), el análisis tectónico-sedimentario de la Formación Cerro Rajado está imposibilitado por su delgado espesor y por la resolución vertical de los perfiles sísmicos, lo que impide su individualización y delimitación respecto a la Tectonosecuencia 5 (Fm. Los Colorados; Triásico Sup. Noriano), o la Tectonosecuencia 6 (Fms. La Moradita; Rio Mañero, y Quebrada de Médano indiferenciadas; Mioceno Inferior-Medio). Sin embargo, el mayor impedimento que presenta la Formación Cerro Rajado para analizar su posible significancia tectónica en el contexto del antepaís andino pre-Mioceno, es que su proveniencia y su edad depositacional aún no se encuentra definida por métodos geocronológicos radiométricos. Esto último, imposibilita el conocimiento de una edad depositacional precisa, lo que a su vez no permite relacionar o descartar algún vínculo genético con la evolución del arco y retroarco andino pre-Mioceno. El abordaje de esta problemática podría complementar o reforzar propuestas paleogeográficas de sedimentación, probablemente al menos para el intervalo comprendido entre el Cretácico y el Mioceno Inferior (*e.g.*, Limarino *et al.*, 2016; Fosdick *et al.*, 2017; Reat y Fosdick, 2018; Ciccioli *et al.*, 2023).

8.4 Tectónica, sedimentación y volcanismo (Mioceno - Pleistoceno)

8.4.1 Volcanismo localizado y contexto regional de cuenca de antepaís simple (Mioceno Inferior a Medio)

El relleno inicial de Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, vinculado con la historia andina del Mioceno Inferior (*ca.* 20-18 Ma), está registrado por los conglomerados volcanogénicos basandesíticos de la Formación La Moradita (Astini *et al.*, 2017). Esta

unidad (Tabla 3.1; y Figs. 3.8-3.9), indica la presencia de un pulso volcánico localizado, que junto con otras evidencias regionales de volcanismo parcialmente contemporáneo (Fig. 8.10; e.g., Limarino *et al.*, 2002; Dávila *et al.*, 2004; Poma *et al.*, 2023, y referencias allí citadas), sustentan un evento magmático de retroarco que precede la horizontalización de la subducción de la placa de Nazca ocurrida a los ~12 Ma. De acuerdo a Kay y Mpodozis (2002), la actividad volcánica durante el Mioceno temprano en el retroarco andino está asociada a un aumento en los patrones de convergencia (velocidad y dirección) ocurridos a los ~24 Ma, durante la fragmentación de la placa Farallón en las actuales placas de Nazca y Cocos (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella 2012; Quiero *et al.*, 2022).

El análisis de las facies volcanoclásticas, y el modelado flexural (Astini *et al.*, 2017), permiten explicar la acomodación y preservación de la Formación La Moradita mediante la construcción de un aparato volcánico localizado (carga tectónica), y fallas normales generadas de manera concomitante al vulcanismo. Sin embargo, tanto en los perfiles sísmicos interpretados, como en los afloramientos, no se observa evidencia de estructuras extensionales. De acuerdo a Parker (1974), Malizzia (1987), y Astini *et al.*, (2017), el aparato volcánico estuvo localizado en el Cerro Rajado (Fig. 8.10), actuando la falla de Valle Fértil como una vía que facilitó el ascenso magmático y la construcción de sistemas volcánicos en la superficie. Esta propuesta es consistente con la ausencia de sismofacies volcánicas diagnosticadas hacia el este, norte y sur del Cerro Rajado (e.g., Planke *et al.*, 2000; Scheel Rey *et al.*, 2008).

El registro inicial detrítico-evaporítico del Mioceno temprano-medio que cubre a la Formación La Moradita corresponde a las formaciones Quebrada del Médano y Río Mañero (Figs. 3.11A, 3.12), las cuales completan la tectonosecuencia 6 (Figs. 8.1 y 8.2). Estas unidades, fueron depositadas entre los ~18 a 13 Ma (Malizzia *et al.*, 1995; Lemos Santos *et al.*, 2019), y son consideradas como parte del registro inicial de la cuenca de antepaís neógena del Bermejo (Malizzia *et al.*, 1995; Jordan *et al.*, 2001; Astini *et al.*, 2017), o de la “Gran Cuenca del Bermejo” (Stevens Goddard *et al.*, 2020). De acuerdo al análisis estructural realizado en el Capítulo 6, y el análisis de levantamiento y exhumación de las estructuras dispuestas a lo largo de la falla de Valle Fértil (Véase apartados 7.6.4 y 7.7), la acumulación de estas unidades en el ámbito de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión es anterior a la fragmentación del antepaís, que comenzó a los ~13 Ma a lo largo de la falla de Valle Fértil (Fig. 7.46). Por lo tanto, estas unidades rellenaron el espacio de acomodación generado por la subsidencia flexural de la corteza, en un contexto o etapa de “antepaís simple” (Jordan *et al.*, 2001; Figs.8.1; 8.10).

Mioceno Inferior a Medio (~20 - 13 Ma)

Evento volcánico La Moradita y deposición de las Fms. Quebrada de Médano y Río Mañero en la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión.

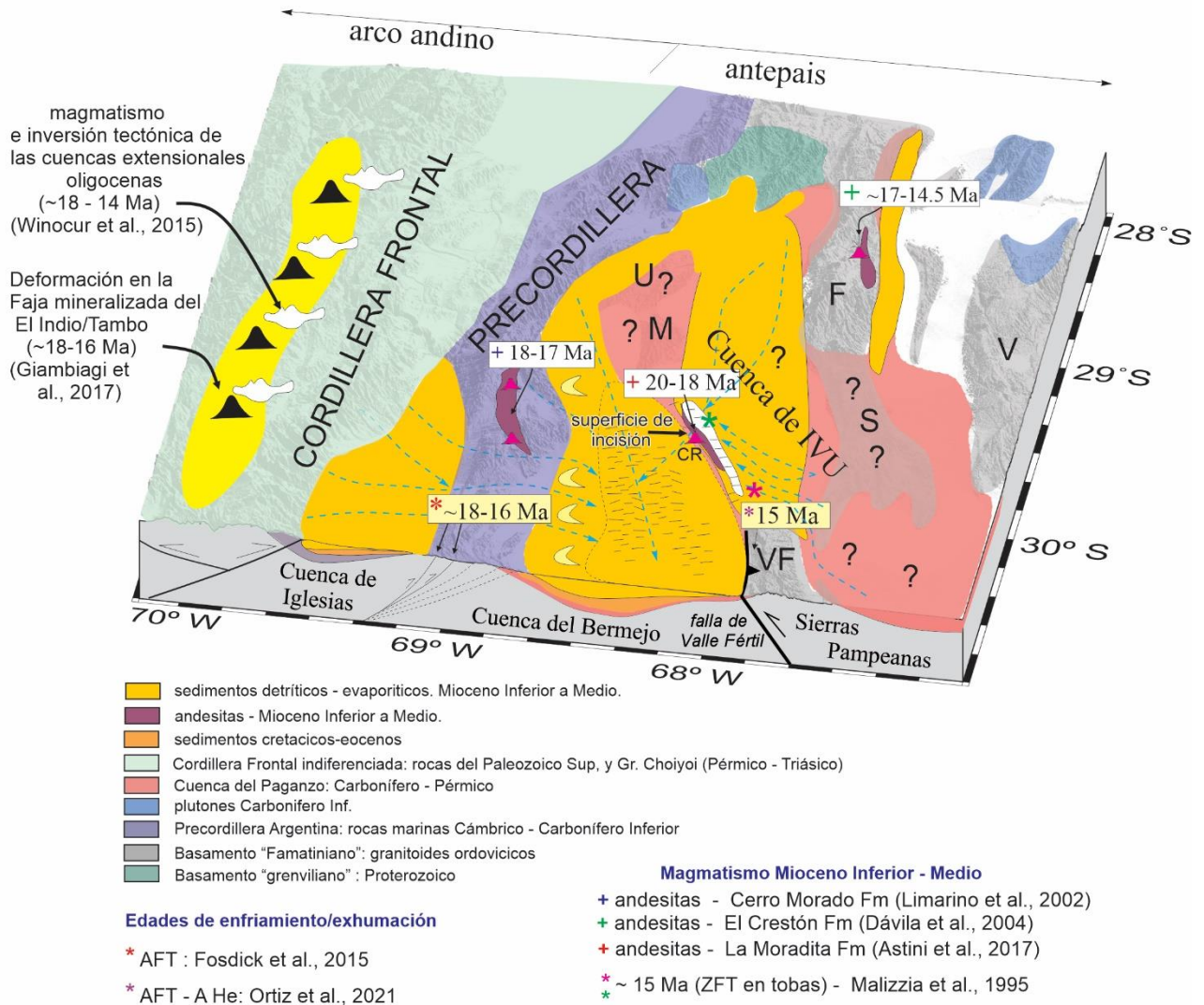


Fig. 8.10: Esquema paleogeográfico y paleoambiental durante el Mioceno Inferior a Medio. Basado en los esquemas y aportes de Jordan et al., (2001); Winocur et al., (2015); Fosdick et al., (2015); Malizzia, 1987; Malizzia et al., (1995); Astini et al., (2017). Cuenca de IVU: Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión. VF: Sierra de Valle Fértil. M: Sierra de Maz. U: Sierra de Umango. S: Sierra de Sañogasta. F: Sierra de Famatina. V: Sierra de Velasco. CR: Cerro Rajado.

En este contexto tectónico entre los 18 a 13 Ma, la flexión litosférica en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión puede ser explicada a partir de la fase compresiva Mioceno Inferior de levantamiento tectónico y engrosamiento cortical en la Cordillera Frontal (Fig. 8.10; Fosdick *et al.* 2015; Giambiagi *et al.* 2017; Lossada *et al.* 2017), y en el sector occidental-central de la Precordillera Argentina (Fig. 8.10; Jordan *et al.*, 1993, 2001; Fosdick *et al.*, 2015; Suriano *et al.*, 2017; Mardonez *et al.*, 2020 y referencias allí citadas). Además, y de manera contemporánea, el levantamiento y exhumación del sector central y occidental de la Sierra de Famatina ocurrió en el Mioceno Inferior-Medio (Fig. 8.10; entre los 17 Ma y 14 Ma; Dávila y Astini, 2007; Dávila, 2010). De esta forma, la subsidencia por sobrecarga

tectónica debió producir no sólo modificaciones sustanciales en el espacio de acomodación ubicado frente a las serranías en ascenso, sino también en toda la región del antepaís, mediante la instauración de extensos sistemas fluviales predominantemente axiales (Fig. 8.10), en los diferentes depocentros de la “Gran Cuenca del Bermejo” (Stevens Goddard *et al.*, 2020).

Particularmente en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, la flexión litosférica controló la dinámica de los sistemas fluviales de las formaciones Quebrada del Médano y Río Mañero. El análisis de asociaciones facies, datos de paleocorrientes y procedencia indica que estos sistemas fluviales de ríos efímeros entrelazados a meandriformes arenosos, fluyeron de manera axial al borde occidental de la cuenca (Fig. 8.10; Malizzia, 1987; Malizzia *et al.*, 1995; Lemos-Santos *et al.*, 2019; Stevens Goddard *et al.*, 2020; véase apartados 3.1.5 y 3.2). A su vez, la notoria superficie de erosión o discordancia angular que pone en contacto la Formación Quebrada de Médano sobre la Formación Los Colorados en el sector norte del Cerro Rajado (Figs. 3.11A, 3.12 y 4.16), indica que los sistemas fluviales quedaron sujetos a una caída de los perfiles de equilibrio en respuesta a la flexión litosférica regional. De esa manera, el relieve de esta superficie claramente indica el desarrollo de un paleovalle labrado sobre la Formación Los Colorados, que muestra una sección aproximadamente noroeste-sudeste con su eje orientado en sentido noreste-sudoeste. Esto último es similar a la actual dirección de flujo del río Bermejo en la intersección de los anticlinales Cerro Bola y Cerro Rajado (Paso de Lamas). De lo expuesto precedentemente surge que el contacto entre las formaciones Quebrada de Médano y Los Colorados (Fig. 8.10), resulta en una superficie de incisión de alto relieve relativo comparable con las superficies limitantes de séptimo orden descritas por Miall (1996), o con las de sexto orden en el sentido de DeCelles *et al.*, (1991).

8.4.2 Fragmentación regional del antepaís (Mioceno medio - Pleistoceno)

La última etapa de la evolución tectonosedimentaria de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión comienza en el Mioceno Medio y se extiende hasta el Pleistoceno con la depositación de las formaciones Desencuentro y Santa Florentina (Tectonosecuencias 7 y 8; respectivamente, Figs. 8.1 y 8.2). Estas unidades constituyen una típica sucesión granocreciente sinorogénica (Figs. 3.19 y 3.26), muy común en la estratigrafía del Cenozoico de los Andes Centrales (*e.g.*, Jordan y Alonso, 1987). Esta etapa coincide con el periodo más intenso de subsidencia flexural, deformación compresiva, exhumación y levantamiento tectónico, que es atribuido principalmente al comienzo de la horizontalización

de la subducción de la placa de Nazca a los ~12 Ma (Yáñez *et al.*, 2001; Ramos *et al.*, 2002; Quiero *et al.* 2022, y referencias allí citadas).

Como resultado de esta etapa contraccional la falla maestra o de borde activo de la cuenca de hemigraben triásica (falla Valle Fértil; Fig. 8.2) fue invertida de manera positiva, para formar los anticlinales de la Sierra Morada, Cerro Rajado y Cerro Bola (Véase apartado 6.3.4). Esto provocó la fragmentación o compartimentalización del sistema de cuenca de antepaís en dos depozonas: la cuenca o valle del Bermejo, y el Bolsón de Pagancillo-Campo de Talampaya, ambos ubicados hacia el oeste y este respectivamente de los anticlinales antes mencionados (Fig. 3.1). La edad de la fragmentación del antepaís y la conformación de los anticlinales de la Sierra Morada, Cerro Rajado, Cerro Bola y Sierra de Los Tarjados está dada por el inicio del último evento de enfriamiento registrado en las historias termocronológicas modeladas (Apartados 7.5 y 7.6). Este último evento indica un periodo de levantamiento y exhumación rápido entre los 13 a 5 Ma, consistente con el desarrollo de estratos de crecimientos neógenos observados en varios perfiles sísmicos, los cuales poseen un buen control de edades de depositación (Malizzia *et al.*, 1995; Lemos-Santos *et al.*, 2019; Fig.8.1).

Las edades obtenidas en los modelos termales de la presente tesis permiten elaborar un modelo de la fragmentación del antepaís que comienza a los 13 Ma de manera diacrónica a lo largo del rumbo de la falla de Valle Fértil (Figs. 8.11 y 8.12). Particularmente las edades de levantamiento y exhumación tanto en el extremo sur de la Sierra de Maz, como en el anticlinal Cerro Bola, son parcialmente sincrónicas a las registradas en sector norte de la Sierra de Valle Fértil (Fig. 8.11). Esto evidencia que los modelos que plantean un inicio de la deformación diacrónico de norte a sur, en relación con la migración de la dorsal oceánica de Juan Fernández (Yáñez *et al.*, 2001), no explican las tendencias de edades observadas. Como alternativa, y debido a que la estructuración del extremo sur de la Sierra de Maz, el anticlinal Cerro Bola, y del sector norte de la Sierra de Valle Fértil precede en 1 Ma a la horizontalización de la subducción de la placa de Nazca, se propone que durante el Mioceno Medio la estructuración ocurrió en respuesta a esfuerzos compresivos asociados a una subducción “normal” (*e.g.*, Lossada *et al.*, 2020). Asimismo, la diacronicidad de la estructuración de los anticlinales Sierra Morada, Cerro Rajado y Cerro Bola a lo largo del rumbo de la falla de Valle Fértil (Figs. 8.11 y 8.12), puede explicarse en función de las características estructurales previas y de espesores sedimentarios heredados del hemigraben Permo-Jurásico (Véase apartado 6.3.5). Estas características

inhibieron y/o favorecieron localmente la inversión tectónica de la falla de Valle Fértil, generando así la diacronicidad observada en la estructuración de los anticlinales.

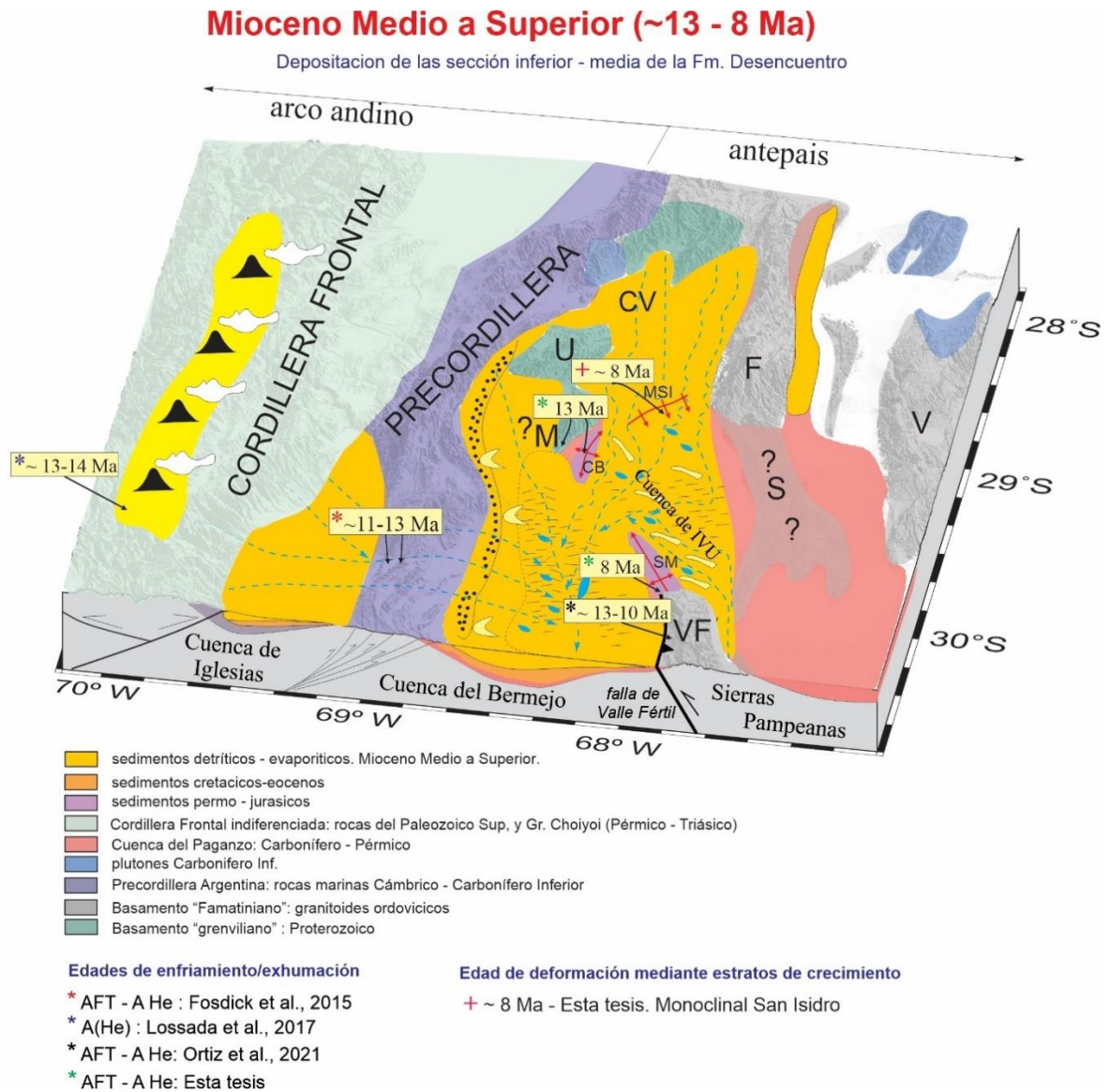


Fig. 8.11: Esquema paleogeográfico y paleoambiental durante el Mioceno Medio a Superior. Basado en los esquemas y aportes de Jordan et al., (2001); Fosdick et al., (2015); Malizzia, 1987; Malizzia et al., (1995). Cuenca de IVU: Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión. VF: Sierra de Valle Fértil. M: Sierra de Maz. U: Sierra de Umango. S: Sierra de Sañogasta. F: Sierra de Famatina. V: Sierra de Velasco. CB: Cerro Bola. SM: Sierra Morada. MSI: Monoclinal San Isidro.

En el sector norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, la base de los estratos de crecimiento desarrollados sobre el limbo frontal y la cresta del monoclin San Isidro (horizonte sísmico IntraD; perfil sísmico SM94-5; Figs. 4.7, 6.7), provee una importante línea de tiempo de la edad mínima de la deformación de la Faja Plegada y Corrida de Villa Unión-San Isidro. Esta edad puede ser aproximada extrapolando el horizonte IntraD hacia el perfil sísmico SM94-14A (Figs. 4.10, 6.28), en donde la proyección del horizonte IntraD hacia la superficie, se encuentra a unos 100 m de un nivel de tobas datado en 8.49 ± 0.33 Ma

(Lemos-Santos *et al.*, 2019; Figs. 3.12 y 3.17). De esta manera la estructuración comienza a los ~ 8 Ma con el desarrollo del monoclinal San Isidro (Fig. 8.11), y progresa al menos hasta el Plioceno con el desarrollo del anticlinal Las Maravillas, el sinclinal Los Palacios, y el anticlinal Anchumbil (Fig. 8.12). Estas propuestas de migración del fallamiento y plegamiento hacia el noroeste, es consistente con las relaciones de corte entre las estructuras y los estratos de crecimiento, y con las edades más jóvenes obtenidas en los granos de circones de las muestras de tobas (TUC 1 y TUC 2) recolectada en los estratos de crecimiento (Véase apartado 3.2.2).

Mioceno Medio a Pleistoceno (~8 - 2 Ma)

Deposición de la sección superior de la Fm. Desencuentro
Desarrollo de una bajada aluvial correspondiente a la Fm. Santa Florentina
en la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión

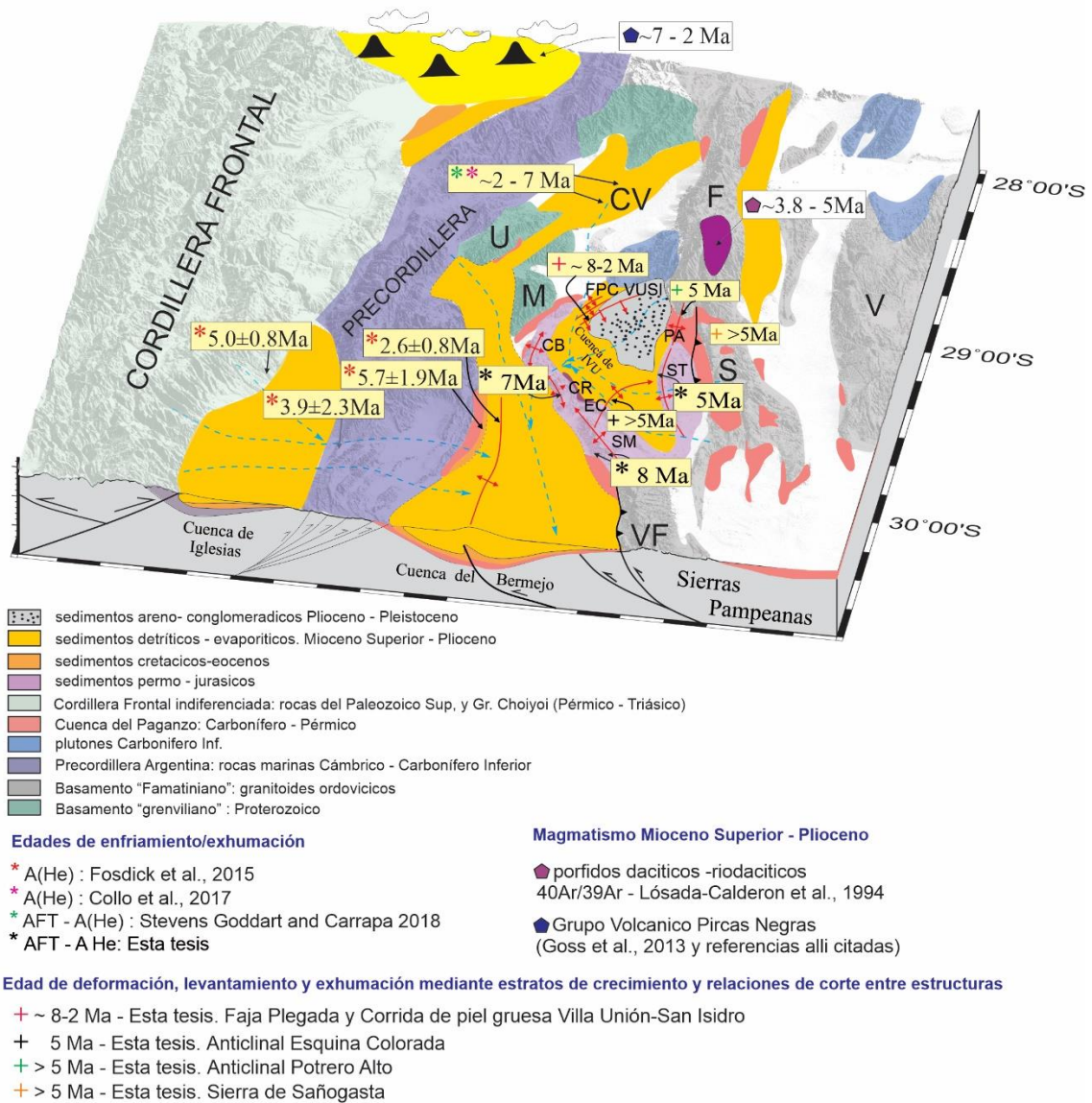


Fig. 8.12: Esquema paleogeográfico y paleoambiental durante el Mioceno Superior - Pleistoceno. Basado en los esquemas y aportes de Jordan et al., (2001); Fosdick et al., (2015); Malizzia, 1987; Malizzia et al., (1995). Cuenca de IVU: Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión. VF: Sierra de Valle Fértil. M: Sierra de Maz. U: Sierra de Umango. S: Sierra de Sañogasta. F: Sierra de Famatina. V: Sierra de Velasco. CV: Cuenca de Vinchina. CB: Cerro Bola. CR: Cerro Rajado. SM: Sierra Morada. EC: Esquina Colorada. ST: Sierra de Los Tarjados. PA: Sierra del Potrero Alto. FPC VUSI: Faja plegada y corrida Villa Unión – San Isidro.

La geometría de los estratos de crecimiento reconocidos en los perfiles sísmicos (Véase Capítulo 4), e interpretados en el Capítulo 6, a su vez evidencian un contexto tectonosedimentario regional de elevadas tasas de sedimentación que superan las tasas levantamiento de las estructuras geológicas (e.g., Suppe *et al.*, 1992; Burbank y Vergés, 1994; Poblet, 2012). En este contexto se depositaron entre 1000 a 4500 m de sedimentos de la Formación Desencuentro, a una tasa de 0,2-0,35 mm/año (Malizzia *et al.*, 1995), de manera coetánea, tanto con el incremento de las tasas de sedimentación en la Cuenca del Bermejo, como del acortamiento en la Precordillera Argentina entre los ~10-8 Ma (Stevens Goddard y Carrapa, 2018; y referencias allí citadas). De acuerdo a Stevens Goddard y Carrapa (2018), y sobre la base de numerosos estudios sedimentológicos y geoquímicos compilados por dichos autores, el aumento en las tasas de sedimentación fue controlado por un clima variable, húmedo y cálido (tipo monzónico), que incrementó la producción y distribución de sedimentos en los Andes Centrales. En el ámbito de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, esta propuesta es consistente con el análisis paleoambiental y paleontológico realizado en la Formación Desencuentro (Georgieff *et al.*, 2004).

La irrupción de los conglomerados de la Formación Santa Florentina (TS8) en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión a los ~ 5 Ma (Figs. 8.1 y 8.12), es contemporánea con la etapa de disminución gradual del acortamiento en la región andina a los 30°S, producto de la disminución de la tasa de convergencia de la placa de Nazca contra la placa Sudamericana (Jordan *et al.*, 1993, 2001; Mardonez *et al.*, 2020; Giambiagi *et al.*, 2022; Quiero *et al.*, 2022; y referencias allí citadas). Sin embargo, y debido al importante acoplamiento de las placas antes mencionada durante el Mioceno-Plioceno, regionalmente ocurren importantes eventos de exhumación y levantamiento en la Precordillera Argentina (Fig. 8.12; Jordan *et al.*, 1993; Zapata y Allmendinger, 1996; Fosdick *et al.*, 2015), y en las Sierra de Famatina (Tabbutt, 1990; Dávila, 2005). Particularmente, durante esta etapa comienza la estructuración del anticlinal Potrero Alto (véase apartado 6.3.6.2), y además se registra el inicio del levantamiento y exhumación de la Sierra de Los Tarjados (véase apartado 7.6.4). Asimismo, y de manera contemporánea o quizás tardíamente a la estructuración de la Sierra de Los Tarjados, ocurrió la fragmentación interna de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, mediante el desarrollo del anticlinal Esquina Colorada, vinculado a la falla inversa Aguada de los Caballo (Figs. 6.30, 6.33, y 6.34). Esta propuesta se encuentra sustentada por el hecho de que la Formación Desencuentro se encuentra totalmente involucrada en la conformación estructural del anticlinal, sin desarrollo de

estratos de crecimientos (Fig. 6.33). Por este motivo se propone una edad mínima de deformación de 5 Ma para la estructuración del anticlinal Esquina Colorada (Fig. 8.12).

Regionalmente mediante el estudio de las sucesiones sinorogénicas de la Cuenca del Bermejo, se registra una disminución de las tasas de erosión (Amidon *et al.*, 2017; y referencias allí citadas), lo permite explicar el decrecimiento de las tasas de sedimentación en un contexto climático favorecido por enfriamiento generalizado e incremento de la aridez durante el Plioceno (Stevens Goddard y Carrapa, 2018). Particularmente en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, la disminución de las tasas de sedimentación y acortamiento está reflejada por el cambio gradual del patrón divergente de los estratos de crecimiento que recubren el monoclinal San Isidro (perfil sísmico SM94-5; Figs. 4.7, 6.7), hacia una configuración más tabular en los reflectores más someros (Formación Santa Florentina, TS8). De esta manera, la depositación de la Formación Santa Florentina está relacionada con un período de subsidencia y levantamiento menos intenso al ocurrido durante la acumulación de la Formación Desencuentro. Estas condiciones favorecieron así la progradación de las facies conglomerádicas desde los frentes serranos que limitan la cuenca (*e.g.*, Jordan y Flemings, 1990).

En el contexto del sistema del antepaís andino fragmentado (Fig. 8.12), la Formación Santa Florentina, genéticamente muestra relación con los depósitos de cima de cuña (*wedge top*; *c.f* DeCelles y Giles, 1996). Estos depósitos marcan así, condiciones de bajo nivel de base en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, que facilitaron la depositación de diferentes tipos de sistemas de piedemonte de abanicos aluviales y redes fluviales entrelazadas gravosas de alta energía. De acuerdo al mapa isopáquico-estructural de la Formación Santa Florentina - TS8 (Fig. 4.17), y en consistencia con los datos de paleocorrientes (Figs. 3.19, 3.26), estos abanicos conformaron una bajada desde el noreste (Sierra de Famatina), de escasa extensión territorial, pero extendida lateralmente. Estas características pueden atribuirse al control estructural ejercido por el frente de la Faja Plegada y Corrida Villa Unión-San Isidro hacia el noroeste-oeste, y por el frente de deformación vinculado a los anticlinales de la Sierra de Los Tarjados y de Potrero Alto hacia el este. Asimismo, el análisis de procedencia de las diferentes asociaciones de facies (Véase apartados 3.2.1 y 3.2.3), muestra que dominaron aportes clásticos monomícticos (granitoides ordovícicos y carboníferos). Esto sugiere que el sector de la austral de la Sierra de Famatina (Fig. 8.12), habría comenzado a experimentar exhumación durante el Plio-Pleistoceno. Esta propuesta se asemeja a lo establecido por Tabbutt (1990) y Dávila (2005) en la región central de la Sierra de Famatina.

La procedencia de los conglomerados de la Formación Santa Florentina también es consistente con las litologías que afloran en la Sierra de Sañogasta. Esto sugiere que parte de este cordón montañoso podría haber actuado como un relieve positivo (fuente) de sedimentos al menos desde el Mioceno tardío-Plioceno (~ 5 Ma). Sin embargo, los datos de paleocorrientes no permiten avalar esa propuesta, sugiriendo así que el levantamiento rocoso y exhumación de la Sierra de Sañogasta ocurrió probablemente en el Plioceno-Pleistoceno, con posterioridad a la estructuración de los anticlinales de la Sierra de Los Tarjados y de Potrero Alto (Fig. 8.12). Frente a la falta de datos termocronológicos en el sistema U-Th / He en apatitas, en el bloque colgante de la falla Aicuña (Sierra de Sañogasta), que oportunamente podrían otorgar edades de enfriamiento pliocenas-pleistocenas, la edad de levantamiento y exhumación propuesta es coherente con la secuencia normal de fallamiento y plegamiento hacia el antepaís debido a la horizontalización de la placa de Nazca (e.g., Ramos *et al.*, 2002). Asimismo, esta propuesta coincide con la migración del eje del volcanismo de arco hacia el antepaís, representado por numerosos pórfidos y diques dacíticos y riodacíticos en el dominio de la Sierra de Famatina (Fig. 8.12; Losada-Calderón *et al.*, 1994; Candiani *et al.*, 2011, y referencias allí citadas).

8.5 Etapa de deformación neotectónica

Más allá de que las principales etapas de construcción orogénica en este sector de los Andes pueden enmarcarse entre el Mioceno medio-Pleistoceno, la compresión andina originada por la subducción subhorizontal Pampeana continuó durante el Cuaternario y hasta la actualidad, dando lugar a una gran cantidad de estructuras neotectónicas (Casa *et al.*, 2014; Ortiz *et al.*, 2015; Perucca *et al.*, 2018; Canelo *et al.*, 2021).

Un ejemplo notorio, analizado en el apartado 6.3.6.2, lo constituye las escarpas flexurales generadas a partir de fallas flexodeslizantes en el limbo frontal del anticlinal Potrero Alto (Fig. 6.52). Estas fallas afectan la delgada cobertura gravosa-arenosa poco consolidada, de probable edad holocena (pedimento; Fig. 6.52), que trunca y erosiona toda la superficie del anticlinal. Desde el punto de vista morfogenético, el origen de las fallas flexodeslizantes está relacionado a una reactivación cuaternaria de la falla Potreo Alto. Esto provocó que el acortamiento se disipe en el limbo frontal del anticlinal, el cual está fuertemente apretado, y presenta además discontinuidades mecánicas que acomodaron deslizamiento interestratal dentro de la Formación Santa Florentina (Fig. 6.52).

Otro ejemplo notorio con evidencias de actividad neotectónica es el anticlinal del Bordo de Vichigasta (Canelo *et al.*, 2021; Candiani *et al.*, 2022). El origen este anticlinal de acuerdo a lo discutido en el apartado 6.3.6.3, se debe a un retrocorrimiento de la falla de Aicuña, generado durante el levantamiento y exhumación del bloque de basamento granítico Ordovícico de la Sierra de Sañogasta (Fig. 6.57). Las evidencias indicadoras de actividad neotectónica, están dadas por anomalías en la red del drenaje, y por la presencia de diferentes niveles aluviales cuaternarios basculados siguiendo la dirección de crecimiento lateral del anticlinal hacia el norte.

En la Faja plegada y corrida de piel gruesa “Villa Unión - San Isidro”, la presencia de diversos niveles aluviales cuaternarios aterrizados, en íntima relación con las estructuras anticlinales (Fig. 6.5), indirectamente sugieren un claro control estructural activo ejercido por las fallas inversas ciegas que generan los anticlinales. Si bien el registro sísmico instrumental establece que la actividad tectónica actual es escasa, las soluciones del plano de falla del sismo de Villa Unión a 22.4 ± 4.6 km (Figs. 6.5 y 6.19; Mw=4; 2016-02-21; Evento us10004rks; USGS-NEIC), indican que la falla inversa Ormeños, podría tratarse de una potencial fuente sismogénica capaz de generar terremotos de intraplaca. Esto último tiene implicancias directas en el análisis del riesgo sísmico de la región, ya que la ciudad de Villa Unión con una población de unos 11.000 habitantes (Censo INDEC 2022), se encuentra situada inmediatamente al norte de la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro.

Al sur de la Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión, el anticlinal Esquina Colorada y la infrayacente falla Aguada de Los Caballos (Fig. 6.30), presentan características sugestivas de actividad neotectónica, expresada a través de evidencias hidrogeomorfológicas y sedimentológicas. Por un lado, cambian los diseños de la red de drenaje y se alteran las tendencias granulométricas antes, durante y luego del que el río El Alto atraviesa el anticlinal Esquina Colorada. Esto evidencia cambios de los gradientes locales y, por otro lado, se generan terrazas fluviales que indican un levantamiento tectónico reciente. En primer lugar, sobre el sector de la charnela del anticlinal, donde el río El Alto fluye de manera transversal al mismo, se observa un notorio cambio en la profundidad de incisión. Esta observación sugiere un ajuste en el río para mantener el perfil longitudinal durante un periodo de levantamiento tectónico compensado por un aumento de las tasas de incisión. Esta situación, vinculada a la estructuración del anticlinal mediante la acción de la falla Aguada de Los Caballos, generó un aumento en la capacidad erosiva del río, debido

a que el mismo habría experimentado un aumento en la pendiente del lecho y una disminución del ancho del valle fluvial (e.g., Lavé y Avouac, 2000). Además del registro anómalo de incisión fluvial, el ajuste fluvial se manifiesta también por el desarrollo de un patrón meandriforme en el sector de la charnela que implica reajuste de las pendientes superficiales, situación comúnmente observada en estructuras geológicas en crecimiento activo (e.g., Burbank y Anderson, 2013).

Por último, las evidencias morfotectónicas más notorias, que permiten establecer que la región es tectónicamente activa, se encuentran en el piedemonte occidental del sector norte de la Sierra de Valle Fértil, y hacia el norte del río Agua de la Peña, en proximidad al anticlinal Sierra Morada (Fig. 6.30; Ortiz *et al.*, 2015; Perucca *et al.*, 2018). Sobre los sectores pedemontanos, diversos niveles aluviales cuaternarios se encuentran afectados a numerosas escarpas flexurales con cara libre desarrolladas a favor de la pendiente regional (*i.e* hacia el oeste), y en posición subparalela a la falla de Valle Fértil. Estas características morfotectónicas sugiere la presencia de ramificaciones frontales o fallas de atajo que afectan el bloque yacente de la falla de Valle Fértil, para formar así un *piedmont foreland* (Perucca *et al.*, 2018).

Capítulo 9: Conclusiones

En este capítulo se expone una síntesis de los resultados y conclusiones más sobresalientes a las cuales se arribó durante el desarrollo de este trabajo de tesis doctoral.

Los capítulos hasta aquí expuestos permiten formular una serie de conclusiones a través del análisis e integración de los datos estratigráficos, sedimentológicos, estructurales, geofísicos, y geo-termocronológicos. Los resultados obtenidos han conducido a un mayor entendimiento de los aspectos tectono-sedimentarios, tectono-estructurales y tectono-termales de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y el sector austral de la Sistema del Famatina (Sierra de Sañogasta), durante periodo comprendido entre el Pérmico Superior y el Cenozoico. Esas conclusiones se exponen a continuación, considerando los aportes realizados desde el capítulo 3 en adelante, debido al carácter introductorio de los dos primeros capítulos.

Capítulo 3: Cartografía geológica y análisis estratigráfico

- Las tareas de cartografía geológica, y el análisis estratigráfico de los basamentos proterozoicos y Paleozoico Inferior, como de las unidades sedimentarias y volcánicas de los ciclos Carbonífero – Pérmico, Pérmico - Triásico, y Neógeno - Pleistoceno, permitieron la confección de un mapa geológico actualizado, y representativo de la realidad geológica. De esta manera, se logró un insumo indispensable que soluciona la falta de definición estratigráfica observada en numerosas unidades previamente cartografiadas en publicaciones específicas y oficiales. A su vez, los nuevos productos cartográficos permiten vislumbrar un nuevo marco estructural sin precedentes para la región de estudio, que a su vez permiten sustentar los resultados y discusiones de esta tesis.
- A partir de la extensa revisión y actualización del conocimiento del ciclo sedimentario-volcánico Neógeno-Pleistoceno, mediante el relevamiento estratigráfico-sedimentológico y nuevos datos geocronológicos en nuevas localidades del borde norte y nororiental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, se propone una nueva propuesta estratigráfica. La misma incluye desde de la base hacia el techo a la Formación La Moradita, la Formación Quebrada del Médano, y su equivalente lateral; la Formación Rio Mañero, y la Formación Desencuentro, la cual hacia el sector central y nororiental de la cuenca yace por debajo de la Formación Santa Florentina. Esta nueva reorganización estratigráfica permite proponer un nuevo esquema de correlación entre las unidades. Este esquema o

síntesis estratigráfica fue realizado tanto a escala local de la cuenca como a escala regional considerando otros depocentros neógenos, permitiendo así proponer y discutir los esquemas de la evolución estructural y tectónica-sedimentaria presentados en el Capítulo 8.

Capítulo 4: Estudio de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión mediante el método sísmico de reflexión 2D

La interpretación de 41 perfiles sísmicos, amarrados con la geología de superficie, proveen evidencia fundamental para el análisis de la estructuración, relleno y evolución de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. De esta manera, se pueden plantear las siguientes conclusiones específicas:

- En total ocho tectonosecuencias (TS) fueron reconocidas e interpretadas a través del mapeo sistemático de diferentes reflectores y la generación de mapas isopaquicos-estructurales, lo cual permitió proponer un nuevo esquema sismoestratigráfico correlacionable con la geología de superficie. Además, esto permitió reconocer y dar precisiones sobre la ubicación y los estilos de las diferentes estructuras, los cuales reflejan una arquitectura estructural heterogénea en la cuenca.
- La descripción e interpretación de las tectonosecuencias permite reconstruir la evolución tectonosedimentaria de la cuenca. La TS1 representa el registro sedimentario comprendido entre el Carbonífero hasta el Pérmico Superior, cuando margen occidental de Gondwana estuvo sujeto a complejos cambios paleogeográficos producidos por un incremento en la actividad magmática en la proto Cordillera Frontal-Precordillera, y en el progresivo reemplazo de condiciones marinas y glacio-marinas por continentales a lo largo de la cuenca del Paganzo. Las TS 2, 3, 4, y 5 representan el registro sedimentario Pérmico-Triásico tardío, asociado al contexto tectónico extensional expresado regionalmente a lo largo del margen occidental de Gondwana en numerosas cuencas triásicas. En este sentido, la nueva propuesta sismoestratigráfica muestra similitudes a la propuesta de Colombi (2007), sustentando o reforzando su propuesta de una evolución tectónica-sedimentaria más regular y continua de una típica cuenca de hemigraben. Finalmente, las TS 6, 7, y 8 representan diferentes etapas de la evolución del sistema de antepaís andino durante el Mioceno hasta el Pleistoceno. Estas tectonosecuencias reflejan condiciones tectónicas-sedimentarias sinorogénicas dominadas por subsidencia flexural, exhumación y

levantamiento de las serranías que marginan el Bolsón de Pagancillo y el Campo de Talampaya. En cada una de estas serranías, como así también el subsuelo se reconocen y se interpretan estilos estructurales particulares que caracterizan los bordes o límites de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Además, la presencia de estratos de crecimiento sobre diferentes estructuras brinda valiosa información sobre la cronología de la deformación a partir de los 13-8 Ma.

- En el extremo septentrional de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se destaca la presencia de anticlinales y sinclinales que están relacionados a corrimientos y fallas inversas ciegas vergentes al SE, que se enraízan en el basamento cristalino del Proterozoico. Sin embargo, localmente se interpretan fallas de piel final con vergencia al oeste vinculadas a pliegues con ejes buzantes al sur. En este sentido, el extremo septentrional de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, presenta una configuración estructural peculiar en el ámbito de las Sierras Pampeanas, por lo que se propone la definición de la Faja plegada y corrida de piel gruesa “Villa Unión - San Isidro”.
- El borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión muestra los típicos anticlinales generados durante el proceso de inversión tectónica positiva de la falla maestra o de borde activo de la cuenca de hemigraben triásica (falla de Valle Fértil). Este evento tectónico Mio-Pleistoceno, está claramente manifestado a través de la extrusión de los sedimentos de relleno de *synrift* de las tectonosecuencias 2,3 y 4, y la conformación de anticlinales asimétricos hacia el oeste en forma de arpón.
- En el borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión está vinculado al frente de levantamiento de las sierras de Los Tarjados y del Potrero Alto, las cuales interrumpen los importantes y potentes espesores sedimentarios detectados hacia el este en los mapas isopaquicos-estructurales. Los anticlinales homónimos vinculados a dichas serranías no pueden ser interpretados mediante método sísmico de reflexión, debido a que no existe cobertura sísmica atravesando los ejes de los anticlinales. Sin embargo, la amplia cobertura sísmica hacia el oeste y en proximidad a los anticlinales, permite interpretar el amplio y extenso sinclinal de Pagancillo, el cual se desarrolla de manera frontal a los anticlinales.

Capítulo 5: Estudio de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión mediante gravimetría y aeromagnetometría

En el capítulo 5, mediante el estudio de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y serranías aledañas, se pueden plantear las siguientes conclusiones específicas:

- Se logró realizar de manera satisfactoria la reducción gravimétrica y la separación de componentes regional y residual de la Anomalía de Bouguer Completa. Con ello, se obtuvo una nueva imagen de la geometría de la cuenca a escala regional y se observaron sus patrones anómalos más característicos. Por un lado, los principales bajos gravimétricos se localizan en amplias zonas del Bolsón de Pagancillo y del Campo de Talampaya, mientras que los altos gravimétricos más destacados se encuentran en los bordes de cuenca y en el centro de la cuenca separando los bajos antes mencionados.
- La aplicación de los datos aeromagnéticos en el sector norte de la cuenca, la separación de componentes regional y residual del campo magnético anómalo total, y la reducción al polo del campo magnético anómalo residual, permitió identificar y definir características estructurales, como fallas inversas que afectan el basamento. También permitió identificar posibles heterogeneidades litológicas en el basamento, y cuerpos intrusivos que no afloran, asociados a los contrastes magnéticos con las rocas encajonantes. Además, el procedimiento de reducción al polo del campo magnético anómalo residual permitió confirmar la presencia de un paleovalle glacial labrado en el basamento, orientado con rumbo N-S, el cual fue previamente reconocido en los perfiles sísmicos de reflexión (capítulo 4).
- En la región que comprende la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y serranías aledañas, se validó el método de Deconvolución estándar de Euler en 3D, aplicado al mapa de anomalía de Bouguer y de Campo Magnético Anómalo Total. A partir de este método, se han obtenido concentraciones de soluciones (profundidades) coincidentes con las principales estructuras geológicas reconocidas, tales como: las fallas de Valle Fértil, Aguada de Los Caballos, Potrero Alto y Ormeños.
- El método “SPI” o número de onda local permitió establecer la profundidad del basamento magnético en el sector norte de la cuenca. Las estimaciones de profundidad son consistentes con determinaciones independientes obtenidas en trabajos previos mediante el método gravimétrico, y mediante el método sísmico de reflexión (capítulo 4). A su vez, la topografía del basamento magnético muestra configuraciones consistentes con las fallas que delimitan diferentes bloques a lo largo de la faja plegada y corrida de piel gruesa de Villa Unión - San Isidro.
- El modelo por inversión gravimétrica 3D permitió determinar y modelar la geometría y profundidad del basamento de la cuenca. El modelo obtenido presenta numerosas limitaciones e incertezas que exponen varias sobreestimaciones de las profundidades del basamento hacia los bordes de la cuenca. No obstante, a pesar de la falta de robustez del

modelo, el mismo muestra la tendencia de aumento gradual en la profundidad del basamento hacia el noreste, es decir hacia el Bolsón de Pagancillo.

Por todo lo expuesto se puede afirmar que el análisis e integración de los datos gravimétricos y aeromagnéticos con la geología de superficie y los perfiles sísmicos permitieron el entendimiento de la geometría, no solo del basamento, sino también de la cobertura sedimentaria. Esto se considera como un aspecto relevante y necesario para los estudios y análisis estructurales que fueron desarrollados en el Capítulo 6, cuyas conclusiones son planteadas a continuación.

Capítulo 6: Configuración y análisis estructural de la deformación cenozoica

El estudio detallado sobre la configuración y análisis estructural de la deformación cenozoica en la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión y el sector austral del Sistema de Famatina (Sierra de Sañogasta), integrando información la información geofísica, antecedentes bibliográficos, y datos propios de campo, permiten plantear las siguientes conclusiones:

Sobre el sector norte de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión (Faja plegada y corrida de piel gruesa “Villa Unión - San Isidro”)

- El grano estructural de esta faja está constituido principalmente por bloques de basamento Proterozoico marginados por fallas inversas y corrimientos ciegos con vergencia al sudeste. Sin embargo, localmente se reconocen corrimientos y fallas inversas con vergencia al oeste que afectan únicamente la cobertura sedimentaria. En el contexto geológico regional, y considerando las incertezas debido a los limitados controles geológicos y geofísicos de la estructura profunda dentro de la corteza, el modelo estructural propuesto para la faja plegada y corrida de piel gruesa Villa Unión - San Isidro se asemeja una megaestructura asimétrica en forma de flor positiva tipo palmera.
- Las características geométricas y cinemáticas de las estructuras presentes en la faja plegada y corrida de piel gruesa “Villa Unión - San Isidro”, varían considerablemente en la dirección SE-NO. En este sentido, el monoclinal San Isidro y su sinclinal de crecimiento presentan características típicas del plegamiento por propagación de falla Trishear. Por lo contrario, el anticlinal Las Maravillas presenta características consistentes con el modelo de plegamiento por propagación de falla con conservación de espesores, con un patrón de

transporte de limbo frontal. Con respecto a las características geométricas y cinemáticas del sinclinal Los Palacios y del anticlinal Las Tucumanesas, las mismas presentan un buen ajuste con la teoría de plegamiento por flexión de falla. El sinclinal Los Palacios es interpretado como un sinclinal en el bloque colgante de la falla inversa Felipe Varela, mientras que el anticlinal Las Tucumanesas puede ser interpretado como una estructura imbricada generada a partir de fallas con geometría de llano-rampa-llano afectando solamente la cobertura sedimentaria. Finalmente, el origen del anticlinal Anchumbil puede ser analizado mediante dos modelos de plegamientos gobernados por la teoría del plegamiento por flexión de falla, involucrando basamento que genera plegamiento siguiendo una cuña estructural, o simplemente como un anticlinal de rampa.

- La diversidad en cuanto a estilos estructurales y cinemática en los pliegues y fallas, como así también en sus relaciones cartográficas, son fuertemente sugestivas de la influencia de anisotropías preexistentes. De acuerdo a la información estructural obtenida, se propone que las estructuras contraccionales de la faja plegada y corrida de Villa Unión - San Isidro son de origen andino (Mio-Pleistoceno), generadas a partir del retrabajo de anisotropías preexistentes en el basamento metamórfico Mesoproterozoico. De acuerdo a esta propuesta, las estructuras de rumbo SO-NE, evolucionaron como fallas inversas y corrimientos oblicuos, en un régimen de deformación transpresivo, con una dirección de acortamiento O-E. En ese contexto, la interacción de fallas con rumbos SO-NE y N-S dieron lugar a un patrón complejo de pliegues de interferencia, el cual es uno de los rasgos estructurales característicos del sector norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.

Sobre el sector occidental-noroccidental de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión

- El sector occidental-noroccidental de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión está compuesto por tres grandes estructuras anticlinales, denominadas de norte a sur como: Cerro Bola, Cerro Rajado y Sierra Morada. Estas estructuras presentan un estilo estructural asimétrico hacia el oeste-sudoeste en forma de “arpón”, generado durante la compresión andina neógena, a partir del proceso de inversión tectónica positiva de la falla maestra o de borde activo (falla Valle Fértil) de la cuenca triásica de hemigraben.

- Del análisis de las secciones realizadas se desprende que el basamento está involucrado en la deformación a partir de la reactivación de la falla maestra de Valle Fértil, la cual presenta una geometría lítrica con elevado ángulo de inclinación en la terminación superior. El mecanismo de deformación que mejor representa a los anticlinales Cerro Bola, Cerro Rajado y Sierra Morada es el de cizalla triangular (*trishear*) con una relación p/s

(propagación / desplazamiento) relativamente baja, que permite que el grado de inversión tectónica sea completo o total.

- Los anticlinales Cerro Bola y Sierra Morada son los que presentan mayores porcentajes de acortamiento, llegando a exponer en superficie las unidades del Paleozoico Superior (Grupo Paganzo). En el caso del anticlinal Cerro Rajado, como también el segmento norte del anticlinal Cerro Bola, gran parte del acortamiento es absorbido en la cobertura sedimentaria, sobre las unidades del *synrift*. Esto favoreció el desarrollo de las fallas Cerro Las Lajas y Paso de Lamas, las cuales presentan un nivel de despegue en las pelitas negras ubicadas en la base de la Formación Los Rastros. Estas fallas desarrollan una rampa que corta el limbo dorsal y las crestas de los anticlinales, generando así un estilo estructural imbricado.

- El análisis estructural de los anticlinales, datos cinemáticos en estructuras extensionales secundarias en las unidades de *synrift*, complementados con el mapa isopáquico de las unidades permo-triásicas, permite establecer que la falla de Valle Fértil presenta una geometría sigmoidal y curva, generada bajo un régimen extensional oblicuo. Esta arquitectura estructural ejerció un fuerte control e influyó en el estilo estructural desarrollado durante el subsecuente período de acortamiento e inversión de la cuenca. De acuerdo a la dirección del esfuerzo horizontal máximo con respecto al rumbo de la falla maestra (falla de Valle Fértil), la estructuración de los anticlinales ocurrió favorablemente en un contexto de inversión oblicua, bajo un régimen de fallamiento transcurrente sinistral. Esta cinemática permite así explicar la disposición *en échelon* escalonada hacia a la izquierda que presentan los anticlinales. Además, esta cinemática habría favorecido el desarrollo de la falla Agua de Los Caballos en forma de una ramificación divergente de la falla de Valle Fértil, generando así el anticlinal Esquina Colorada.

- Otros de los factores que controló la inversión tectónica, es el ángulo de inclinación de la falla de Valle Fértil. Mediante las reconstrucciones estructurales, se concluye que ángulos menores a 60° provocaron un grado de inversión mayor en los anticlinales Cerro Bola y Sierra Morada, con respecto al anticlinal Cerro Rajado. A su vez, las variaciones de espesores de la cobertura permo-triásica y neógena inhibieron localmente la inversión tectónica, favoreciendo así el desarrollo de las sillas estructurales de la Quebrada de Los Jachalleros y Paso de Lamas. Estas estructuras reflejan zonas deficitarias de desplazamiento a lo largo del rumbo de la falla de Valle Fértil coincidentes con los sectores de mayor espesor sedimentario. De esta manera se concluye de acuerdo modelos de

deformación análogos y computacionales publicados, que el control ejercido por el espesor de sedimentos es uno de los principales en el sector central de la falla de Valle Fértil.

- Por último, se destaca la ausencia de fallas de atajo o retrocorrimientos vinculados a la falla de Valle Fértil, a pesar que la geometría de la falla es lítrica con terminaciones superiores de alto ángulo. Esto sugiere condiciones reológicas y mecánicas favorables durante la inversión tectónica neógena, debidas posiblemente a amplias zonas de daños heredadas de eventos tectónicos previos, bajos ángulos internos de fricción y elevadas presiones de fluidos en el plano de falla.

Sobre el bloque de basamento de la Sierra de Sañogasta y sector oriental-nororiental de la Cuenca de Ischigualasto - Villa Unión

- La región ubicada inmediatamente al este del sinclinal de Pagancillo se caracteriza por la presencia de los anticlinales Sierra de Los Tarjados y Potrero Alto. Estas estructuras presentan una marcada asimetría hacia el oeste, y su estructuración está vinculada a fallas inversas lítricas y ciegas que inclinan hacia el este (fallas Talampaya y Potrero Alto). Hacia el este, el limbo dorsal o trasero de ambos anticlinales está afectado por la Falla de Aicuña, la cual es considerada como la principal estructura relacionada al levantamiento y exhumación del bloque granítico “Famatiniano” de la Sierra de Sañogasta. En conjunto todas estas estructuras definen el típico estilo estructural “Pampeano”, caracterizado por deformación de piel gruesa que afecta al registro sedimentario del Paleozoico Superior (Grupo Paganzo), el Triásico (formaciones Talampaya-Tarjados y Grupo Agua de la Peña), y las unidades neógenas- cuaternarias.
- El análisis y modelado estructural del anticlinal Sierra de Los Tarjados permite establecer que la evolución del mismo se debe al proceso de inversión tectónica positiva de la falla Talampaya, la cual inclina hacia el este en unos 55° . El mecanismo de deformación que mejor representa al anticlinal es el de cizalla triangular (*trishear*) con una relación p/s (propagación / desplazamiento) relativamente baja, que permite que el grado de inversión tectónica sea completo o total. En la extensa superficie del anticlinal se reconocen al menos cuatro juegos o *sets* de fracturas orientadas siguiendo las tendencias comúnmente observadas en estratos plegados. De acuerdo a la orientación de las fracturas con respecto al eje del anticlinal, se establece que la dirección del máximo esfuerzo compresivo σ_1 presenta una orientación aproximada $N80^{\circ}$, perpendicular al eje del anticlinal.

- El análisis geométrico y cinemático del anticlinal Potrero Alto, realizado en conjunto con dos perfiles magnéticos modelados en forma directa (modelado 2.75D), permite caracterizar a este anticlinal y a la falla infrayacente, como dos estructuras asociadas al levantamiento y exhumación del basamento granítico Ordovícico de la Sierra del Filo del Potrero Alto. El modelo de plegamiento por propagación de falla Trishear permite reproducir su evolución cinemática, donde la falla Potrero Alto fragmentó el borde pasivo del hemigraben permo-triásico de manera coetánea a la acumulación de los depósitos arenogravosos de la Formación Santa Florentina (estratos de crecimiento). La presencia de pedimentos cuaternarios aterrazados y afectados por fallas flexo-deslizantes sugieren la persistencia de un régimen compresivo durante el Cuaternario.
- Sobre la base de dos perfiles magnéticos modelados en forma directa (modelado 2.75D), datos de campo sobre la falla de Aicuña, e información estructural en el piedemonte oriental de la Sierra de Sañogasta, se caracteriza a dicha serranía como una estructura “*pop-up*”. Este estilo estructural considera a la falla de Aicuña como la principal estructura responsable del levantamiento y exhumación del basamento granítico Ordovícico de la Sierra de Sañogasta. La información estructural de campo muestra que la falla de Aicuña es una estructura preexistente que retrabaja una faja de protomilonitas y milonitas graníticas eopaleozoicas. El modelo geométrico y cinemático propuesto demuestra que la falla de Aicuña presenta una geometría lítrica con radio de curvatura variable, y aumento de buzamiento hacia la superficie. Esto último, favorece el desarrollo de un retrocorrimiento que transmite acortamiento hacia el este, es decir hacia el piedemonte oriental de la Sierra de Sañogasta. De esa manera ocurre la estructuración en *pop-up*, formándose además el anticlinal de Vichigasta en el sector pedemontano oriental de la Sierra de Sañogasta.

Sobre las transectas estructurales regionales entre el sector oriental y occidental del área de estudio

- A partir de los datos estructurales obtenidos en las diferentes estructuras mencionadas anteriormente, integrados con la información de perfiles sísmicos, se confeccionaron tres secciones estructurales balanceadas. Estas secciones permiten evaluar la interacción entre estructuras de piel gruesa y piel fina entre el sector oriental y occidental del área de estudio.
- Regionalmente, las transectas estructurales muestran que las fallas principales que involucran el basamento presentan geometrías lítricas, con niveles de despegue situados en la corteza inferior, entre los 22-30 km de profundidad. Esta propuesta se encuentra

parcialmente sustentada por los escasos estudios geofísicos de la litosfera en el área de estudio. Probablemente, y de acuerdo a los modelos termomecánicos publicados por otros autores, las fallas regionales podrían presentar niveles de despegues más profundos en la corteza inferior, precisamente en una zona dúctil de baja viscosidad. A futuro, estudios sismológicos podría ayudar a conocer las principales discontinuidades de la corteza y el manto superior, permitiendo así conocer con menor incertidumbre, el o los niveles de despegue de las fallas. Toda esa información, a su vez, podría ayudar a refinar los modelos cinemáticos o proponer nuevos modelos termomecánicos incorporando el efecto de las estructuras o anisotropías heredadas.

- Mediante la restitución de las secciones A-A', B-B' y C-C' se determinaron acortamientos tectónicos totales de 14,2 km (10,5%), 9,8 km (8,1%), 18 km (18%), respectivamente. Las variaciones en los valores del acortamiento cortical se atribuyen a diferencias en la magnitud de la inversión tectónica a lo largo de la falla de Valle Fértil, atribuida principalmente a variaciones en el ángulo de buzamiento de la falla, como en los espesores involucrados en la deformación, los cuales inhiben localmente la inversión tectónica. Esto último se ve reflejado especialmente en la sección B-B', en el anticlinal Cerro Rajado, donde el acortamiento tectónico involucrando el basamento es notoriamente inferior a lo observado en los anticlinales Sierra Morada y Cerro Bola. De esa manera, el acortamiento sobre dicho sector se habría concentrado en las rocas del *synrift*, favoreciendo así el desarrollo de la falla Paso de Lamas con un nivel de despegue en las pelitas negras de la base de la Formación Los Rastros.

Capítulo 7: Análisis de soterramiento, exhumación y levantamiento mediante termocronología de baja temperatura

El análisis de soterramiento, exhumación y levantamiento mediante datos termocronológicos (AFT, AHe, ZrHe) y de madurez termal (reflectancia de la vitrinita %Ro), complementados con modelos inversos tiempo-temperatura, y perfiles verticales, permiten plantear las siguientes conclusiones:

- En conformidad a los trabajos termocronológicos previos, durante el *rifting* Permo-Triásico, tanto el Grupo Paganzo, como las unidades permo-triásicas de *synrift* y *postrift* experimentaron las máximas temperaturas a las que fueron sometidas durante su historia geológica o termal. Durante la etapa de *synrift*, estas condiciones termales fueron

promovidas por el efecto combinado de ascenso astenosférico hacia el hemigraben, soterramiento por la acumulación de las unidades sedimentarias, e intrusión y extrusión de basaltos alcalinos. Un paleogradiente geotérmico de entre 40° a 50°C/Km fue necesario para que las rocas alcancen temperaturas de entre 120 a 170° C.

- Los modelos termales de las muestras correspondientes a la Formación Los Colorados, sugieren que la etapa de *postrift* se extiende desde los ~ 221 a los ~195 Ma. Se propone que el espesor original de la Formación Los Colorados alcanzó al menos los 2000 m, donde aproximadamente 1200-1400 metros de la unidad fueron erosionados luego del Jurásico Inferior. Esta propuesta permite explicar las temperaturas máximas de soterramiento de entre 95 a 105°C bajo un gradiente geotérmico de al menos 40° C/km entre los ~ 221 a los ~195 Ma. A su vez esta propuesta es consistente con la presencia de la discordancia erosiva que separa la Formación Los Colorados con la Formación Cerro Rajado, de probable edad jurásica, cretácica o paleógena.
- Luego de la etapa de *rifting* se propone un periodo entre los ~195 a ~20 Ma caracterizado por un enfriamiento prolongado y lento, consistente con un relajamiento termal generalizado luego de la etapa de *rifting*. Dicho periodo coincide con un importante hiatus sedimentario regionalmente expresado en la cuenca, asociado a la discordancia erosiva que afecta a la Formación Los Colorados. Todas estas características son consistentes con periodo de quietud tectónica que refleja condiciones de no depositación, erosión o muy baja tasa de sedimentación.
- Una segunda etapa de recalentamiento es propuesta por primera vez en esta tesis. Esta etapa afecta a las unidades pre-cenozoicas, y comienza aproximadamente a los 20 Ma, extendiéndose hasta el Mioceno medio-tardío en función al inicio de la última etapa de enfriamiento registrada en los modelos termales. Los mecanismos de recalentamiento sobre las secuencias sedimentarias pre-cenozoicas, se atribuyen al efecto térmico inducido por las intrusiones y fluidos hidrotermales asociados al evento magmático andesítico (Fm. La Moradita), y al soterramiento por la acumulación de las formaciones Quebrada de Médano, Rio Mañero y Desencuentro. Durante los 20 a 8 Ma, y a lo largo del borde occidental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, solamente las muestras ubicadas estratigráficamente por debajo de la Formación Los Rastros alcanzan la total cicatrización de las trazas presentes en los granos de apatita. A su vez las edades AHe y los modelos termales establecen que las muestras ubicadas estratigráficamente por debajo de la Formación Los Colorados, alcanzaron condiciones de reseteo total en el sistema termocronológico U-Th/He. El gradiente geotérmico necesario para alcanzar esas

condiciones termales entre los 20 a 8 Ma se estima entre los 30 a 25°C/Km. Luego de los 8 Ma, el análisis del soterramiento Mioceno sobre la Sierra de Los Tarjados y el anticlinal Cerro Rajado, permite determinar un gradiente geotérmico de entre 18° a 20° C/Km. En consistencia a numerosos trabajos previos, la disminución del gradiente geotérmico durante el Mioceno se atribuye a la instauración del régimen de subducción subhorizontal (*flat-slab*) “Pampeano”.

- El análisis de las edades termocronológicas, junto con las trayectorias tiempo-temperatura resultantes del modelado inverso de las mismas, permitió identificar un último episodio de enfriamiento Mioceno Medio – Superior. Se interpreta que este evento ocurrió en respuesta a la exhumación erosiva asociada con la creación de topografía como resultado de la tectónica compresiva andina.
- El enfriamiento Mioceno Medio-Superior a Plioceno vinculado a la inversión tectónica de la falla de Valle Fértil, es notoriamente diacrónico. Comienza a los 13 Ma en el extremo sur de la Sierra de Maz, y en el anticlinal Cerro Bola, y es contemporáneo a la exhumación de las rocas del basamento Ordovícico en el extremo norte de la Sierra de Valle Fértil (Ortiz *et al.*, (2021). Por su parte en el anticlinal Sierra Morada comienza a los ~8-7 Ma, mientras que, en el anticlinal Cerro Rajado comienza a los ~7-6 Ma. Estas variaciones espacio-temporales en el desarrollo estructural de los anticlinales responden en gran medida a los factores que inhibieron localmente la inversión tectónica de la falla de Valle Fértil. El pulso de enfriamiento (exhumación/levantamiento) más joven de ~5 Ma fue obtenido hacia el anticlinal Sierra de Los Tarjados, lo cual es coherente con la secuencia normal de fallamiento y plegamiento hacia el este, siguiendo la tendencia general observada regionalmente desde la Cordillera Frontal hasta las Sierras Pampeanas. Los modelos termales de las muestras del basamento “Grenviliano” y “Famatiniano” muestran que los bloques de las sierras de Las Ramaditas y Sañogasta, no registran el evento de exhumación y enfriamiento Mioceno-Plioceno. Esto se atribuye a una combinación de escaso destechado cortical en un contexto litosférico con gradientes geotérmicos bajos durante el Mioceno.
- La interpretación de un perfil vertical edad-profundidad estratigráfica en el anticlinal Sierra Morada, en términos de una zona de cicatrizado parcial “PAZ” exhumada y la reconstrucción estructural del mismo, permitió reconocer que la exhumación comenzó a los 8 Ma. La magnitud del levantamiento de rocas estimada es de 5290 m, producto de una tasa de exhumación mínima de 793 m/Ma, y una tasa de levantamiento superficial mínima de 88 m/Ma.

- Mediante la reconstrucción estructural del anticlinal Cerro Bola y datos AFT, AHe y de reflectancia de la vitrinita, se estimó un levantamiento de rocas de unos 6800 m. Entre los 13 a 2 Ma este levantamiento fue producido mediante una tasa de exhumación mínima de 460 m/Ma, y una tasa de levantamiento superficial mínima de unos 159 m/Ma.
- La reconstrucción estructural del anticlinal Cerro Rajado junto con los escasos datos termocronológicos, permitieron realizar una estimación grosera de la magnitud del levantamiento y exhumación de rocas que comenzó a los 7 Ma. De esa manera se estimó un levantamiento de rocas de 7015 m, producto de una tasa de exhumación mínima de 840 Ma/Ma, y una tasa de levantamiento superficial mínima de 563 m/Ma.
- Por último, la reconstrucción estructural del anticlinal Sierra de Los Tarjados, junto con el modelado termal de la muestra TAR-Thermo-AFT1, permitieron realizar una estimación grosera de la magnitud del levantamiento y exhumación de rocas que comenzó a los 5 Ma. De esa manera se estimó un levantamiento de rocas de 4900 m, producto de una tasa de exhumación mínima de 750 m/Ma, y una tasa de levantamiento superficial mínima de 230 m/Ma.

Capítulo 8: Integración de datos: Contexto regional y evolución tectónica-sedimentaria entre los 29°-30°S

Finalmente, la integración de los datos presentados en esta tesis doctoral, junto con datos previos sobre la cronología de la exhumación y levantamiento en el segmento andino comprendido entre los paralelos 29° y 30° S, permiten proponer diversos modelos o esquemas tectónicos-sedimentarios relativamente bien constreñidos para explicar la evolución mesozoica-cenozoica de la región de estudio.

- Durante Permo-Jurásico Inferior, y siguiendo trabajos estratigráficos secuenciales y sedimentológicos previos, complementados con el análisis sismoestratigráfico, se caracteriza a la Cuenca de Ischigualasto- Villa Unión como una típica cuenca de hemigraben formada en un contexto geodinámico de *rifting* pasivo, con elevados flujos de calor y gradientes geotérmicos, producto del ascenso astenosférico y magmatismo basáltico. El relleno del hemigraben presenta sucesiones típicas de *synrift* y de *postrift*. El *synrift* está compuesto por varias etapas que incluyen, el *synrift* “inicial” que corresponde a la acumulación de las formaciones Talampaya y Tarjados, mientras que las formaciones Chañares e Ischichuca corresponden a la segunda etapa del *synrift* denominada “interacción y unión de fallas” (“*interaction and linkage fault stage*”). Luego, la Formación

Los Rastros y la base de la Formación Ischigualasto (miembros La Peña y Cancha de Bochas) representan la etapa de “falla continua” (“*through going fault stage*”), mientras que la parte superior de la Formación Ischigualasto (miembros Valle de la Luna y Quebrada de la Sal) representan la etapa final del *synrift*, o de “falla muerta” (*Death fault*). El reconocimiento de una discordancia post-ruptura hacia el tope del *synrift*, permite asignar a la Formación Los Colorados a la etapa de *postrift*, avalando así propuestas anteriores de otros autores.

- En el ámbito de la Cuenca de Ischigualasto- Villa Unión y el extremo sur de la Sistema de Famatina, el periodo acotado entre los ~195 a ~20 Ma transcurrió en un contexto de quiescencia tectónica y relajamiento termal, a pesar de la superposición temporal con importantes etapas o fases de deformación y exhumación que ocurrieron en la Cordillera Frontal argentino-chilena al menos desde el Eoceno. Esta propuesta se encuentra sustentada por los modelados termocronológicos presentados en el Capítulo 7, que tienen en cuenta la ausencia de evidencia estratigráfica y estructural sugestiva de eventos orogénicos. Particularmente durante este periodo, los delgados espesores de la Formación Cerro Rajado, de edad depositacional jurásica – paleógena(?), yaciendo en discordancia erosiva sobre la Formación Los Colorados, reflejan condiciones de bajas tasas de acumulación, bajo condiciones de erosión y de *bypass* sedimentario hacia otros depocentros ubicados al sur-sudeste. El desconocimiento de la proveniencia y edad depositacional de la Formación Cerro Rajado no permite aun relacionar o descartar algún vínculo genético con la evolución del arco y retroarco andino pre-Mioceno.
- En el ámbito de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y el extremo sur de la Sistema de Famatina, el periodo acotado entre los ~20 a ~13 Ma transcurrió en un contexto de un antepaís andino simple. Durante este periodo, el relleno inicial está registrado por los conglomerados volcanogénicos basandesíticos de la Formación La Moradita (ca. 20-18 Ma). En el contexto regional este magmatismo de retroarco estuvo asociado a un aumento en los patrones de convergencia (velocidad y dirección) ocurridos a los ~24 Ma, durante la fragmentación de la placa Farallón en las actuales placas de Nazca y Cocos. Posteriormente el registro detrítico-evaporítico del Mioceno temprano-medio que cubre a la Formación La Moradita corresponde a las formaciones Quebrada del Médano y Rio Mañero. Estas unidades rellenaron el espacio de acumulación generado por la subsidencia flexural de la corteza producido por el levantamiento tectónico y engrosamiento cortical en la Cordillera Frontal, el sector occidental-central de la Precordillera Argentina, y el sector central y occidental de la Sierra de Famatina. Durante esa etapa, la flexión litosférica

controló la dinámica de los sistemas fluviales de las formaciones Quebrada del Médano y Rio Mañero. Una evidencia que sustenta esto último, es la notoria superficie de erosión y discordancia angular que pone en contacto la Formación Quebrada de Médano sobre la Formación Los Colorados en el sector norte del Cerro Rajado. Esa relación estratigráfica indica que los sistemas fluviales quedaron sujetos a una caída de los perfiles de equilibrio en respuesta a la flexión litosférica regional, promoviendo así el desarrollo de un paleovalle labrado sobre la Formación Los Colorados.

- La principal etapa de construcción orogénica en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y el extremo sur de la Sistema de Famatina (etapa de antepaís fragmentado), está enmarcada entre el Mioceno medio-Pleistoceno con la depositación de las formaciones Desencuentro y Santa Florentina. Esta etapa estuvo dominada principalmente por la compresión andina originada por la subducción subhorizontal Pampeana que comienza a los ~12. Sin embargo, edades de enfriamiento/exhumaciones de 13 Ma fueron obtenidas mediante modelado termocronológico en el extremo austral de la Sierra de Maz y el Cerro Bola, siendo las mismas parcialmente contemporáneas a las registradas por otros autores en sector norte de la Sierra de Valle Fértil. Teniendo en cuenta que esas edades son 1 Ma más antiguas que el inicio de la subducción subhorizontal, se propone que durante el Mioceno Medio la estructuración ocurrió en respuesta a esfuerzos compresivos asociados a una subducción “normal”. Posteriormente, ya en el Mioceno Superior ocurre la estructuración del anticlinal Sierra Morada a los 8 Ma, mientras que el anticlinal Cerro Rajado se estructura a los 7 Ma. Está marcada diacronicidad en la estructuración a lo largo de la falla de Valle Fértil, considerando además el anticlinal Cerro Bola, puede explicarse en función de las características estructurales previas y de espesores sedimentarios heredados del hemigraben Permo-Jurásico. Estas características inhibieron y/o favorecieron temporal y espacialmente la inversión tectónica de la falla de Valle Fértil.

- En el sector norte de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, se propone una edad mínima de 8 Ma para el inicio de la conformación de la Faja Plegada y Corrida de Villa Unión-San Isidro. Esta edad es consistente con el desarrollo de estratos de crecimientos en la Formación Desencuentro, desarrollados en el limbo frontal del monoclinal San Isidro, los cuales poseen niveles tobáceos que fueron datados mediante métodos geocronológicos absolutos. Teniendo en cuenta las relaciones de corte de los estratos de crecimiento con respecto al anticlinal Las Maravillas, el sinclinal Los Palacios, y el anticlinal Anchumbil, se propone que el desarrollo estructural de la faja plegada y corrida continuó al menos hasta

el Plioceno, siguiendo una secuencia de fallamiento-plegamiento desde el sudeste hacia el noroeste.

- Hacia el sector oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, la estructuración de los anticlinales Sierra de Los Tarjados y Potrero Alto comenzó a los 5 Ma de manera sincrónica a la irrupción de los sistemas de abanicos aluviales y ríos entrelazados arenogravosos de la Formación Santa Florentina. Estos sistemas aluviales desarrollaron una amplia bajada al noreste de la cuenca, teniendo como área fuente la Sierra de Famatina. Contemporáneamente o quizás un poco tardíamente al desarrollo estructural de la Sierra de Los Tarjados, ocurrió la fragmentación interna de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, mediante la estructuración del anticlinal Esquina Colorada. Esta propuesta está sustentada por el hecho que la Formación Desencuentro está completamente involucrada en la evolución estructural de dicho anticlinal, sin observarse evidencias de estratos de crecimientos en dicha formación.
- De acuerdo a criterios sedimentológicos y estructurales se propone que el levantamiento y exhumación de la Sierra de Sañogasta ocurrió posteriormente a la estructuración de los anticlinales Sierra de Los Tarjados y Potrero Alto, es decir durante el Plioceno-Pleistoceno, entre los 5 a 2 Ma. Esta propuesta es coherente con la secuencia normal de fallamiento, plegamiento y migración del eje del volcanismo hacia el antepaís debido a la horizontalización de la placa de Nazca.
- Por último, en la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y en los sectores pedemontanos de las serranías ubicadas hacia los bordes de la cuenca, se reconocen numerosos rasgos morfotectónicos de actividad cuaternaria (rasgos neotectónicos). Algunos de estos rasgos fueron reportados en trabajos previos, mientras que otros rasgos son brevemente mencionados y analizados por primera vez en esta tesis. Esta información confirma así, que la compresión andina originada por la subducción subhorizontal Pampeana continuó durante el Cuaternario y hasta la actualidad. De esta manera la región es considerada como tectónicamente activa, por lo que el análisis estructural realizado en esta tesis tiene implicancias directas en aspectos relacionado al riesgo sísmico del centro-oeste de la provincia de La Rioja.

Estudios a futuro

Los estudios futuros apuntan a aumentar el conocimiento acerca de la edad estratigráfica de la Formación Cerro Rajado. Esto se considera un aspecto importante para

analizar y refinar los modelos tectónicos, sedimentarios y termales, luego de la etapa de *rifting* permo-jurásica, y antes de la etapa de antepaís Mioceno-Pleistoceno.

Con respecto al análisis estructural realizado hasta la fecha, a futuro se espera avanzar en el conocimiento de estructura profunda mediante diversas metodologías geofísicas. Asimismo, la aplicación de experimentos o modelados análogos en cajas de arena o similares, podrían ser de gran utilidad para comprender aún más las geometrías y cinemáticas de las estructuras generadas por la inversión tectónica positiva de la falla de Valle Fértil. Estos experimentos podrían ayudar a probar la propuesta de inversión tectónica del hemigraben de Ischigualasto-Villa Unión, orientado de manera oblicua a la dirección de acortamiento regional. A su vez, algunos de los factores que controlaron la inversión tectónica, como el ángulo de la falla de Valle Fértil y el espesor de la columna sedimentaria involucrada en la deformación podrían ser investigados en los experimentos.

Con respecto a las transectas estructurales realizadas, las mismas podrían ser extendidas hacia el oeste, es decir atravesando la Precordillera Argentina, la Cordillera Frontal y Principal. Esto permitiría conocer valores de acortamiento a escala del cinturón orogénico andino, y proponer los mecanismos que operaron en el levantamiento de las serranías ubicadas entre los paralelos 30°S y 29°S. Sobre esto último, se advierte un déficit de este tipo de transectas en la literatura geológica. En este sentido, la confección de las mismas podría representar una contribución de gran interés para la comunidad geológica que trabaja en temas relacionados a la geotectónica andina.

Por último, se espera la realización de nuevas dataciones de U-Th/He en apatitas, principalmente hacia el sector oriental de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y la Sierra de Sañogasta. Esto podría permitir realizar y mejorar los modelos de soterramiento y exhumación, para de esta forma poder cuantificar la importancia del último pulso de deformación Mioceno-Pleistoceno. Sobre dicho sector del área de estudio, este último pulso de deformación se encuentra pobremente determinado solamente con dataciones del método de trazas de fisión en apatitas. En este sentido, la menor sensibilidad termal del sistema termocronológico de U-Th/He en apatitas, podría ayudar a reconstruir historias termales a niveles estructurales más someros.

10. Referencias bibliográficas

- ACEÑOLAZA, F.G., MILLER, H. y TOSELLI, A.J. 1996. Geología del Sistema del Famatina. Muncher Geologische Hefte (Reihe A, Allgemeine Geologie), A19.
- ACEÑOLAZA, F. G., y TOSELLI, A. J. 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. 2 Congreso Latinoamericano de Geología 2: 755-764. Buenos Aires.
- ABRAHAM DE VAZQUEZ, E. M., GARLEFF, K., LIEBRICHT, H., REGAIRAZ, A. C., SCHÄBITZ, F., SQUEO, F. A., ... y VILLAGRÁN, C. 2000. Geomorphology and paleoecology of the arid diagonal in southern South America. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 55-61.
- AHLBRANDT, T. S., ANDREWS, S., y GWYNNE, D. T. 1978. Bioturbation in eolian deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 48(3), 839-848.
- ALBANESI, G. L., ESTEBAN, S. B., ORTEGA, G., HÜNICKEN, M. A., y BARNES, C. R. 2005. Bioestratigrafía y ambientes sedimentarios de las formaciones Volcancito y Bordo Atravesado (Cámbrico Superior-Ordovícico Inferior), Sistema de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial*, 8, 41-64.
- ALEXANDER, J., y LEEDER, M. R. 1987. Active tectonic control on alluvial architecture.
- ALEXANDRE, F. M., SOMMER, C. A., CHEMALE, F., MARSICANO, C. A., MANCUSO, A., y BROD, J. A. 2009. Petrología do magmatismo básico do Cerro Morado na bacia triássica Ischigualasto-Villa Unión (NW da Argentina). *Pesquisas em Geociências*, 36(3), 295-313.
- ALLEN, P. A., Y ALLEN, J. R. 2013. *Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment*. John Wiley & Sons.
- ALLMENDINGER, R. W. 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault-propagation folds. *Tectonics*, 17(4), 640-656.
- ALLMENDINGER, R. W. y SHAW, J. H. 2000. Estimation of fault propagation distance from fold shape: Implications for earthquake hazard assessment. *Geology*, 28(12), 1099-1102.
- ALLMENDINGER, R. W., CARDOZO, N., y FISHER, D. M. 2011. *Structural geology algorithms: Vectors and tensors*. Cambridge University Press.
- ALLMENDINGER, R. W., y JUDGE, P. A. 2014. The Argentine Precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate. *Geosphere*, 10(6), 1203-1218.
- ALVARADO, P., CASTRO DE MACHUCA, B., y BECK, S. 2005. Comparative seismic and petrographic crustal study between the Western and Eastern Sierras Pampeanas region (31° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 787-796.
- ALVARADO, P., PARDO, M., GILBERT, H., MIRANDA, S., ANDERSON, M., SAEZ, M., y BECK, S. 2009. Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina. *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*, 204, 261-278.
- ALVARADO, P. y RAMOS, V. A. 2010. The Andean structure of the Sierras Pampeanas based on earthquake focal mechanisms in their Northwestern region. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(4), 461-472.
- AMEEN, M. S., BUHIDMA, I. M., y RAHIM, Z. 2010. The function of fractures and in-situ stresses in the Khuff reservoir performance, onshore fields, Saudi Arabia. *AAPG bulletin*, 94(1), 27-60.
- AMIDON, W.H., CICCIOLO, P.L., MARENSSI, S.A., LIMARINO, C.O., FISHER, G.B., BURBANK, D.W. y KYLANDER-CLARK, A. 2016. U-Pb ages of detrital and volcanic zircons of the Toro Negro Formation, northwestern Argentina: Age, provenance and sedimentation rates. *Journal of South American Earth Sciences* 70: 237-250.
- AMIDON, W.H., FISHER, G.B., BURBANK, D.W., CICCIOLO, P.L., ALONSO, R.N., GORIN, A.L., SILVERHART, P.H., KYLANDER-CLARK, A.R.C., y CHRISTOFFERSEN, M.S. 2017. Mio-Pliocene aridity in the south-central Andes associated with Southern Hemisphere cold periods. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 114(25):6475-6479.
- AMMIRATI, J. B., ALVARADO, P., y BECK, S. 2015. A lithospheric velocity model for the flat slab region of Argentina from joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International*, 202(1), 224-241.
- AMMIRATI, J. B., VENERDINI, A., ALCACER, J. M., ALVARADO, P., MIRANDA, S., y GILBERT, H. 2018. New insights on regional tectonics and basement composition beneath the eastern Sierras Pampeanas (Argentine back-arc region) from seismological and gravity data. *Tectonophysics*, 740, 42-52.
- ANDERSON, M., ALVARADO, P., ZANDT, G., y BECK, S. 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 171(1), 419-434.

- ANDREIS, R. R. 1969. Los basaltos olivínicos del Cerro Guandacol (Sierra de Maz, La Rioja) y su posición estratigráfica. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas*, vol. 1, p. 15-33.
- ANDREIS, R. R., SPALLETTI, L. A. y MAZZONI, M. M. 1975. Estudio geológico del Subgrupo Sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30(3):247-273. Buenos Aires.
- ANGELIER, J. y MECHLER, P. 1977. Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalemet utilisables en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(6), 1309-1318.
- ARMAS, P., CRISTOFOLINI, E., OTAMENDI, J., TIBALDI A. y BARZOLA M. 2016. Caracterización de las facies volcano-sedimentarias de la Formación Chuschín, sector sur- occidental del Sistema de Famatina, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73 (1): 78 - 92 (2016).
- ARNE, D., ZENTILLI, M., MUKHOPADHYAY, P. K., y DOW, W. G. 1994. Apatite fission track thermochronology integrated with vitrinite reflectance. In *ACS Symposium Series* (Vol. 570, pp. 249-268). American Chemical Society.
- ASSUMPÇÃO, M., BIANCHI, M., JULIÀ, J., DIAS, F. L., FRANÇA, G. S., NASCIMENTO, R., ... y LOPES, A. E. 2013. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 74-85.
- ASTINI, R. A., BENEDETTO, J. L. y VACCARI, N. E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107(3), 253-273.
- ASTINI, R.A. 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53,445 – 460.
- ASTINI, R. 2003. The Ordovician Proto-Andean basins. En: Benedetto, J.L. (ed.), *Ordovician fossils of Argentina*. Secretaría de Ciencias y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba. 1-74, Córdoba.
- ASTINI, R.A. y DÁVILA, F.M. 2004. Ordovician back arc foreland and Oclroyic thrust belt development on the western Gondwana margin as a response to Precordillera terrane accretion. *Tectonics*, Vol. 23
- ASTINI, R.A., MARTINA, F., EZPELETA, M., DÁVILA, F.M. y CAWOOD, P.A. 2009. Chronology from rifting to foreland basin in the Paganzo basin (Argentina), and a reappraisal on the “Eo-and neohercinian” tectonics along the western Gondwana. XII congreso geol_ogico chileno. Ext. Abstr. S9-10, 1-4.
- ASTINI, R. 2010. Linked basins and sedimentary products across an accretionary margin: the case for the late history of the peri-Gondwanan Terra Australis orogen through the stratigraphic record of the Paganzo Basin. In: Papa, C., Astini, R. (Eds.), *Field Excursion Guidebook*, 18th International Sedimentological Congress. International Association of Sedimentologists, Mendoza, Argentina, p. 58.
- ASTINI, R. y CANDIANI, J.C. 2016. Abanicamientos estratales en el Neógeno del Campo de Talampaya. 7mo Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 15va Reunión Argentina de Sedimentología. Sta Rosa de La Pampa.
- ASTINI, R.A., COLOMBI, C. CANDIANI, J.C., KENT, D., SWISHER, C. y TURRIN, B.D. 2017. Los aglomerados volcánicos y conglomerados volcanogénicos estratificados de la base de las series cenozoicas del campo de Talampaya: interpretación estratigráfica y significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (4): 423 -448.
- AULT, A. K., y FLOWERS, R. M. 2012. Is apatite U–Th zonation information necessary for accurate interpretation of apatite (U–Th)/He thermochronometry data?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 79, 60-78.
- AWDAL, A., HEALY, D. y ALSOP, G. I. 2016. Fracture patterns and petrophysical properties of carbonates undergoing regional folding: A case study from Kurdistan, N Iraq. *Marine and Petroleum Geology*, 71, 149-167.
- AZCUY, C.L. y J. R. MORELLI 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(4):405-429. Buenos Aires.
- AZCUY, C. L., y CAMINOS, R. 1987. El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Diastrofismo. En *El sistema carbonífero en la República Argentina* (pp. 239-251).
- BADLEY, M. E. 1985. *Practical seismic interpretation*, D. Reidel, Dordrecht, 266 pp.
- BAILEY, C. M., GIORGIS, S., y COINER, L. 2002. Tectonic inversion and basement buttressing: an example from the central Appalachian Blue Ridge province. *Journal of Structural Geology*, 24(5), 925-936.
- BALÁZS, A., BUROV, E., MATENCO, L., VOGT, K., FRANCOIS, T., y CLOETINGH, S. 2017. Symmetry during the syn- and post-rift evolution of extensional back-arc basins: The role of inherited orogenic structures. *Earth and Planetary Science Letters*, 462, 86-98.
- BALDWIN, S. L. 1996. Contrasting PTt histories for blueschists from the western Baja Terrane and the Aegean: Effects of synsubduction exhumation and backarc extension. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 96, 135-141.
- BARANOV, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359-382.

- BARAZANGI, M., e ISACKS, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692.
- BARKER, C. E. y PAWLEWICZ, M. J. 1994. Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures: a comparison of methods.
- BARNES, A. E. 2000. Weighted average seismic attributes. *Geophysics*, 65(1), 275-285.
- BARNES, A. E. 2011. Displaying seismic data to look like geology.
- BARREDO, S., y RAMOS, V. A. 2010. Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincón Blanco, Cuenca Cuyana: una síntesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(1-2), 133-145.
- BARRIONUEVO, M., LIU, S., MESCUA, J., YAGUPSKY, D., QUINTEROS, J., GIAMBIAGI, L., ... y STRECKER, M. R. 2021. The influence of variations in crustal composition and lithospheric strength on the evolution of deformation processes in the southern Central Andes: insights from geodynamic models. *International Journal of Earth Sciences*, 110(7), 2361-2384.
- BASCUÑÁN, S., MAKSYMOWICZ, A., MARTÍNEZ, F., BECERRA, J., ARRIAGADA, C., y DECKART, K. 2019. Geometry and late Mesozoic-Cenozoic evolution of the Salar de Atacama Basin (22°30'-24°30' S) in the northern Central Andes: New constraints from geophysical, geochronological and field data. *Tectonophysics*, 759, 58-78.
- BELLAHSEN, N., FIORE, P. E., y POLLARD, D. D. 2006. From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach. *Geophysical Research Letters*, 33(2).
- BELLO-GONZÁLEZ, J. P., CONTRERAS-REYES, E., y ARRIAGADA, C. 2018. Predicted path for hotspot tracks off South America since Paleocene times: Tectonic implications of ridge-trench collision along the Andean margin. *Gondwana Research*, 64, 216-234.
- BENAVENTE, C. A., MANCUSO, A. C., IRMIS, R. B., BOHACS, K. M., y MATHEOS, S. 2021. Tectonically conditioned record of continental interior paleoclimate during the Carnian Pluvial Episode: The Upper Triassic Los Rastros Formation, Argentina. *GSA Bulletin*. <https://doi.org/10.1130/B35847.1>
- BENSE, F. A., LÖBENS, S., DUNKL, I., WEMMER, K., y SIEGISMUND, S. 2013. Is the exhumation of the Sierras Pampeanas only related to Neogene flat-slab subduction? Implications from a multi-thermochronological approach. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 123-144.
- BERMÚDEZ, M. A., y FLORES-FERRÍN, M. 2019. Aplicaciones de la termocronología por trazas de fisión en Venezuela: Estado actual, perspectivas y visión integradora. *Boletín de Geología*, 41(3), 175-200.
- BIANCHI, A. R. y CRAVERO, S. A. C. 2010. Atlas climático digital de la República Argentina. INTA Ediciones, Vol. 51.
- BLAIR, T. C. 1987. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 57(5), 845-862.
- BLAIR, T. C., y MCPHERSON, J. G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of sedimentary research*, 64(3a), 450-489.
- BLAIR, T. C., y MCPHERSON, J. G. 2009. Processes and forms of alluvial fans. *Geomorphology of desert environments*, 413-467.
- BLAKELY, R. J. y SIMPSON, R. W. 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51(7), 1494-1498.
- BLAKELY, R. J. 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge university press.
- BODENBENDER, G. 1911. Constitución Geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 19 (1): 5-220, Córdoba
- BODENBENDER, G. 1916. El Nevado de Famatina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 21: 100-182.
- BONINI, M., SANI, F., y ANTONIELLI, B. 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: A review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics*, 522, 55-88.
- BOSCHMAN, L. M. 2021. Andean mountain building since the Late Cretaceous: A paleoelevation reconstruction. *Earth-Science Reviews*, 220, 103640.
- BOSSI, G.E y HERBST, R. 1968. Noticias sobre la geología de la Torre, provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 45-54.
- BOSSI, G.E. 1971. Análisis de la cuenca Ischigualasto-Ischichuca. Primer Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, 2, Sec 1 Geol. Madrid.
- BOSSI, G.E. 1977. La Formación Cerro Rajado, provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 19-40.

- BOSSI, G. E., y ANDREIS, R. R. 1985. Secuencias deltaicas y lacustres del Carbónico del Centro-Oeste argentino. In *Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*. 10 (pp. 285-309).
- BOTT, M. H. P., y KUSZNIR, N. J. 1979. Stress distributions associated with compensated plateau uplift structures with application to the continental splitting mechanism. *Geophysical Journal International*, 56(3), 451-459.
- BOYER, S. E. y ELLIOT, D. 1982. Thrust systems: Bulletin American Association of Petroleum Geologists, v. 66: 1196-1230.
- BRAUN, J., VAN DER BEEK, P. y BATT, G. 2006. *Quantitative thermochronology: numerical methods for the interpretation of thermochronological data*. Cambridge University Press.
- BROCHER, T. M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bulletin of the seismological Society of America*, 95(6), 2081-2092.
- BROOKFIELD, M. E., y SILVESTRO, C. A. 2010. Aeolian environments. *Facies Models*, 4, 19-58.
- BROWN, R. W. 1991. Backstacking apatite fission-track "stratigraphy": A method for resolving the erosional and isostatic rebound components of tectonic uplift histories. *Geology*, 19(1), 74-77.
- BROWN, R. W., BEUCHER, R., ROPER, S., PERSANO, C., STUART, F., y FITZGERALD, P. 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 122, 478-497.
- BRUN, J. P., y NALPAS, T. 1996. Graben inversion in nature and experiments. *Tectonics*, 15(3), 677-687.
- BUCHANAN, P. G., y MCCLAY, K. R. 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar fault systems. *Tectonophysics*, 188(1-2), 97-115.
- BURBANK, D. W., y VERGÉS, J. 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10), 20281-20297.
- BURBANK, D.W, MCLEAN, J.K., BULLEN, M.E., y ABDRAKHMATOV, K.Y. 2001. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research*, 11(1), 75-92.
- BURBANK, D. W., y ANDERSON, R. S. 2013. Tectonic geomorphology, Second Edition. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. XIX, No. 2, May 2013, pp. 195–206.
- BÜRGMANN, R., y DRESEN, G. 2008. Rheology of the lower crust and upper mantle: Evidence from rock mechanics, geodesy, and field observations. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 36, 531-567.
- BURNHAM, A. K., y SWEENEY, J. J. 1989. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(10), 2649-2657.
- BUSTIN, R. M., BARNES, M. A., BARNES, W. C., MCILEAREATH, I. A., y MORROW, D. W. 1990. Determining levels of organic diagenesis in sediments and fossil fuels. *Diagenesis, Geoscience Canada Reprint, 4th series*, 205-226.
- BUTLER, R. W. 1982. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of structural Geology*, 4(3), 239-245.
- BUTLER, R. W. H. 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 105-122.
- BUTTERWORTH, S. 1930. On the theory of filter amplifiers. *Wireless Engineer*, 7(6), 536-541.
- CAHILL, T., e ISACKS, B.L. 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate: Journal of Geophysical Research, v. 97, no. B12, p. 17,503–17,529.
- CAMILLETTI, G., OTAMENDI, J., TIBALDI, A., CRISTOFOLINI, E., LEISEN, M., ROMERO, R., ... y BARZOLA, M. 2020. Geology, petrology and geochronology of sierra Valle Fértil-La Huerta batholith: implications for the construction of a middle-crust magmatic-arc section. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102423.
- CANDE, S. C., y KENT, D. V. 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B10), 13917-13951.
- CANDIANI, J.C. ASTINI, R., DAVILA, F. COLLO, G. EZPELETA, M., ALASINO P., DAHLQUIST J. y CARRIZO, R. 2011. Hojas Geológicas 2969-18 Famatina y 2969-24 Sañogasta, 1:100.000. Boletín 379. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Buenos Aires.
- CANDIANI, J. C., y CRAVERO, O. V. 2017. Hoja Geológica 2966-III La Rioja. Provincias de La Rioja y Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 424, 59pp., Buenos Aires.
- CANDIANI, J.C., CANELO, H.N., ASTINI, R.A., COLOMBI, C.E., CECENARRO, J.F., y VARAS, R.E. 2022. Hojas Geológicas 2969-30 Vichigasta, 2969-36 Talampaya y 2966-31 Los Colorados. Provincias de La Rioja y San Juan. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:100.000. Boletín 452. 94p. y 3 mapas. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Dirección de Geología Regional.

- CANELO H.N y DÁVILA F.M. 2017. Modelado estructural del pliegue en silla de montar “Quebrada de Los Jachalleros” mediante el modelo cinemático Trishear en 3D (La Rioja y San Juan, Argentina) 20° Congreso Geológico Argentino. Simposio de Tectónica Andina. Tucumán.
- CANELO, H.N., JUAREZ, O., TOROSSIAN ASSADOURIAN, A. D., y MIGUEL, R. E. 2021. Evidencias morfotectónicas de actividad cuaternaria en el piedemonte oriental de las Sierras de Famatina-Sañogasta (29°10' - 29°44' S), La Rioja, Argentina parte 1-2-3. XVIII Reunión de Tectónica, San Luis.
- CANELO, H. N., NASSIF, F. S., TOROSSIAN, A. D., WALSH, M. B., CORTASSA, V., DÁVILA, F. M., y GIMENEZ, M. E. 2022. Structural styles of the Villa Unión-San Isidro basement-involved fold and thrust belt, northern Ischigualasto-Villa Unión Basin province of La Rioja, Argentina. In *Andean Structural Styles* (pp. 385-397). Elsevier.
- CARDINALI, A., BARALDO, J., MONETTA, A., y WEIDMANN, R. 1999. Análisis estructural de la falla El Alto, Ischigualasto, San Juan. En 14avo Congreso Geológico Argentino (pp. 212–215).
- CARDOZO, N., y JORDAN, T. 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo Foreland Basin, Argentina. *Basin Research*, 13(3), 335-357.
- CARLSON, W. D., DONELICK, R. A., y KETCHAM, R. A. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results. *American mineralogist*, 84(9), 1213-1223.
- CARRAPA, B., ADELMANN, D., HILLEY, G. E., MORTIMER, E., SOBEL, E. R., y STRECKER, M. R. 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics*, 24(4).
- CARRAPA, B., HAUER, J., SCHOENBOHM, L., STRECKER, M. R., SCHMITT, A. K., VILLANUEVA, A., y SOSA GOMEZ, J. 2008. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambalá basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 120(11-12), 1518-1543.
- CASA, A., YAMIN, M., CEGARRA, M., WRIGHT, E., COPPOLECCHIA, M., COSTA, C. y GARCÍA, V. 2014. Actualización del SIG de las deformaciones cuaternarias de la República Argentina. In *XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba. Geología Estructural y Geotectónica*, pp. T6eT7.
- CASELLI, A. y LIMARINO, C. 1993. Las relaciones estratigráficas del Grupo Paganzo en los alrededores del Co. Noqués, Sierra de Maz, provincia de La Rioja. En XII Congreso Geológico Argentino. p. 49-56.
- CASELLI, A. 1998. Estratigrafía y sedimentología de las formaciones Patquia (Pérmico) y Talampaya (Triásico inferior), en las Sierras Pampeanas Noroccidentales y Precordillera Central (provincias de La Rioja y San Juan). Tomo I y II. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, p. 430. Inédita.
- CASELLI, A., MARSICANO, C. y ARCUCCI, A. 2001. Sedimentología y Paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico Superior (La Rioja y San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(2): 173-188.
- CASELLI, A. T., y LIMARINO, C. O. 2002. Sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Patquía (Pérmico) en el extremo sur de la sierra de Maz y cerro Bola, provincia de La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(4), 415-436.
- CASQUET, C., PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., GALINDO, C., FANNING, C. M., CHIARADIA, M., ... y DAHLQUIST, J. A. 2008. The Mesoproterozoic Maz terrane in the Western Sierras Pampeanas, Argentina, equivalent to the Arequipa–Antofalla block of southern Peru? Implications for West Gondwana margin evolution. *Gondwana Research*, 13(2), 163-175.
- CASTRO DE MACHUCA, B. C., LÓPEZ, M. G., MORATA, D. y FUENTES, M. G. 2019. Geochemical constraints on the petrogenesis of Triassic alkaline basalts of Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas, Argentina: implications for their origin, evolution and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102297.
- CHAPMAN, D. S. 1986. Thermal gradients in the continental crust. *Geological Society, London, Special Publications*, 24(1), 63-70.
- CHARRIER, R. 1973. Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of the Meridional Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 20(2), 242-249.
- CHOPRA, S., y MARFURT, K. J. 2005. Seismic attributes—A historical perspective. *Geophysics*, 70(5), 3SO-28SO.
- CICCIOLI, P. L., MARENSSI, S. A., BERNÁRDEZ, S. S., y LIMARINO, C. O. 2023. The Oligocene–Early Miocene erg in the western Andean basins: Patterns during the transition from eolian to fluvial sedimentation. *Journal of South American Earth Sciences*, 104456.
- CLARK, D. A. 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys.
- CLEMENS, K. 1993. Sedimentología, proveniencia y desarrollo geotectónico del Sistema de Famatina en el Noroeste de Argentina durante el Paleozoico Inferior. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 310-320. Mendoza.
- CLIFTON, A. E., SCHLISCHE, R. W., WITHJACK, M. O., y ACKERMANN, R. V. 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models. *Journal of Structural Geology*, 22(10), 1491-1509.

- CLOETINGH, S., BUROV, E., y FRANCOIS, T. 2013. Thermo-mechanical controls on intra-plate deformation and the role of plume-folding interactions in continental topography. *Gondwana Research*, 24(3-4), 815-837.
- COBBOLD, P. R., DAVY, P., GAPAIS, D., ROSSELLO, E. A., SADYBAKASOV, E., THOMAS, J. C., ... y DE URREIZTIETA, M. 1993. Sedimentary basins and crustal thickening. *Sedimentary Geology*, 86(1-2), 77-89.
- COLLO, G., DÁVILA, F. M., NOBILE, J., ASTINI, R. A., y GEHRELS, G. 2011. Clay mineralogy and thermal history of the Neogene Vinchina Basin, central Andes of Argentina: Analysis of factors controlling the heating conditions. *Tectonics*, 30(4).
- COLOMA, F., VALIN, X., OLIVEROS, V., VÁSQUEZ, P., CREIXELL, C., SALAZAR, E., y DUCEA, M. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, 44(2), 147-178.
- COLOMBI, C. 2007. Historia tafonómica de las Comunidades fósiles de la Formación Ischigualasto (Triásico Superior, San Juan, Argentina). San Juan: Tesis de postgrado-FCEFYN-UNSJ. Inédita.
- COLOMBI, C. E., y PARRISH, J. T. 2008. Late Triassic environmental evolution in southwestern Pangea: Plant taphonomy of the Ischigualasto Formation. *Palaios*, 23(12), 778-795.
- COLOMBI, C. E., FERNÁNDEZ, E., CURRIE, B. S., ALCOBER, O. A., MARTÍNEZ, R., y CORREA, G. 2012. Large-diameter burrows of the Triassic Ischigualasto Basin, NW Argentina: paleoecological and paleoenvironmental implications. *PLoS one*, 7(12), e50662.
- COLOMBI, C., LIMARINO, O. y ALCOBER, O. 2017. Allogenic controls on the fluvial architecture and fossil preservation of the Upper Triassic Ischigualasto Formation, NW Argentina. *Sedimentary Geology*. 362: 1-16.
- COLOMBI, C. E., LIMARINO, C. O., y CÉSARI, S. N. 2018. La sucesión carbonífera de la quebrada Agua de La Peña (Sierra De Valle Fértil): ambientes sedimentarios, contenido fosilífero e importancia estratigráfica. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 25(1), 19-53.
- COLOMBI, C., MARTÍNEZ, R. N., CÉSARI, S. N., ALCOBER, O., LIMARINO, C. O., y MONTAÑEZ, I. 2021. A high-precision U–Pb zircon age constraints the timing of the faunistic and palynofloristic events of the Carnian Ischigualasto Formation, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103433.
- COLLO, G. 2006. Caracterización petrográfica y termobarométrica de las unidades con bajo grado de metamorfismo de la región central de Famatina. Tesis doctoral. Universidad Nacional de Córdoba.
- COLLO, G., ASTINI, R. A., CAWOOD, P. A., BUCHAN, C., y PIMENTEL, M. 2009. U–Pb detrital zircon ages and Sm–Nd isotopic features in low-grade metasedimentary rocks of the Famatina belt: implications for late Neoproterozoic–early Palaeozoic evolution of the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 166(2), 303-319.
- COMINGUEZ, A. H., y RAMOS, V. A. 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencias de la sismica de reflexión profunda. *Andean Geology*, 18(1), 3-14.
- COMITÉ ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA. 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 20: 1-64, Buenos Aires.
- COOPER, M. A., y WILLIAMS, G. D. 1989. Inversion Tectonics. *Geological Society of London, Special Publication*, 44, 341-347.
- COOPER, M. A., WILLIAMS, G. D., DE GRACIANSKY, P. C., MURPHY, R. W., NEEDHAM, T., DE PAOR, D., ... y ZIEGLER, P. A. 1989. Inversion tectonics—a discussion. *Geological Society, London, Special Publications*, 44(1), 335-347.
- COPE, M. J. 1986. An interpretation of vitrinite reflectance data from the southern North Sea Basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 23(1), 85-98.
- CORDELL, L., y HENDERSON, R. G. 1968. Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer. *GEOPHYSICS*, 33(4), 596-601.
- CORDELL, L., y GRAUCH, V. J. S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico. In *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps* (pp. 181-197). Society of Exploration Geophysicists.
- COSTA, C. H., AUDEMARD, F. A., BEZERRA, F. H., LAVENU, A., MACHETTE, M. N., y PARÍS, G. 2006. An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4), 461-479.
- COSTA, C. 2019. La migración del frente de corrimiento neotectónico de las Sierras Pampeanas y su impronta morfológica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 76(4), 315-325.
- COUGHLIN, T. J., O'SULLIVAN, P. B., KOHN, B. P., y HOLCOMBE, R. J. 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes. *Geology*, 26(11), 999-1002.
- COUGHLIN, T. J. 2000. Linked orogen-oblique fault zones in the Central Argentine Andes: implications for Andean orogenesis and metallogenesis. Unpublished PhD Thesis, University of Queensland, Queensland. p. 268.

- CRISTALLINI, E., HERNÁNDEZ, R., BALCIUNAS, D., NIGRO, J., SÁNCHEZ, F., DELLMANS, M., COSTILLA, M. y HERNÁNDEZ, J.I. 2019. Andino 3D: structural modeling software (Version 2.0.3.4). Conicet-Late Andes [Software]. Available from <http://www.andino3d.com.ar/>
- CRISTOFOLINI, E. A., OTAMENDI, J. E., WALKER JR, B. A., TIBALDI, A. M., ARMAS, P., BERGANTZ, G. W., y MARTINO, R. D. 2014. A Middle Paleozoic shear zone in the Sierra de Valle Fértil, Argentina: Records of a continent-arc collision in the Famatinian margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 170-185.
- CUERDA, A.J. 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la sierra de Maz (provincia de La Rioja). 2da Jornadas Geológicas Argentinas (Salta), Actas 3: 79-94.
- CUERDA, A. J., CINGOLANI, C. A., VARELA, R., y SCHAUER, O. C. 1979. Depósitos carbónicos en la vertiente occidental de la Sierra del Valle Fértil, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(2).
- CUNNINGHAM, W. D., y MANN, P. 2007. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society, London, Special Publications*, 290(1), 1-12.
- CURRIE, B., COLOMBI, C., TABOR, N., SHIPMANN, T. y MONTAÑEZ, I. 2009. Stratigraphy and architecture of the Upper Triassic Ischigualasto Formation, Ischigualasto Provincial Park, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 74-87.
- DAHLQUIST, J., C. RAPELA, R. PANKHURST, E. BALDO, J. SAAVEDRA y P. ALASINO 2005. Los granitoides de la Sierra de Chepes y su comparación con granitoides paleozoicos de las Sierras Pampeanas: implicancias para el orógeno famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, serie D: publicación especial 8: 87-108.*
- DAHLQUIST, J. A., ALASINO, P. H., GALINDO, C., PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., SAAVEDRA, J., ... y GONZÁLEZ CASADO, J. M. 2006. Evolución magmática del granito Peñón Rosado, cerro Aspercico, flanco occidental de la sierra de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(1), 93-111.
- DAHLQUIST, J. A., PANKHURST, R. J., RAPELA, C. W., GALINDO, C., ALASINO, P. H., FANNING, C. M., ... y BALDO, E. G. A. 2008. New SHRIMP U-Pb data from the Famatina Complex. *Geologica Acta*, 6.
- DAHLQUIST, J. A., ALASINO, P. H., EBY, G. N., GALINDO, C., y CASQUET, C. 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos*, 115(1-4), 65-81.
- DAHLSTROM, C. D. A. 1969. Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(4), 743-757.
- DAHLSTROM, C. D. 1970. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 18(3), 332-406.
- DANNEMILLER, N., y LI, Y. 2006. A new method for determination of magnetization direction. *Geophysics*, 71(6), L69-L73.
- DÁVILA, F.M. 2003. Transecta Estratigráfica-Estructural a los 28°30'-28°45' de Latitud sur, sierra de Famatina, Provincia de La Rioja Argentina. Tesis Doctoral Inédita. Universidad Nacional de Córdoba. 516 pgs.
- DÁVILA, F. M., y ASTINI, R. A. 2003. Early Middle Miocene broken foreland development in the southern Central Andes: evidence for extension prior to regional shortening. *Basin Research*, 15(3), 379-396.
- DAVILA, F.M., ASTINI, R.A., JORDAN, T.E. y KAY, S.M. 2004. Early Miocene andesite conglomerates in the Sierra de Famatina, broken foreland region of west-tern Argentina, and documentation of magmatic broadening in the south-central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 17, 89-101.
- DÁVILA, F. 2005. Revisión estratigráfica y paleoambientes del Grupo Angulos (Neógeno), Sierra de Famatina, La Rioja: Su significado en el relleno del antepaís fragmentado.
- DÁVILA, F. M. y ASTINI, R. A. 2007. Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina belt): Implications for Central Andean foreland development. *GSA Bulletin*, 119(5-6): 609-622.
- DÁVILA, F. M. 2010. Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: an integrated study of the Neogene Fiambala Basin, NW Argentina: comment and discussion. *Bulletin*, 122(5-6), 946-949.
- DÁVILA, F. M., y CARTER, A. 2013. Exhumation history of the Andean broken foreland revisited. *Geology*, 41(4), 443-446.
- DÁVILA, F. M., y LITHGOW-BERTELLONI, C. 2015. Dynamic uplift during slab flattening. *Earth and Planetary Science Letters*, 425, 34-43.
- DE ALBA, E. 1954. Descripción geológica de la Hoja 16c-Villa Unión, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 82. Buenos Aires
- DE ALBA, E. 1979. Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito (provincia La Rioja). Servicio Geológico Nacional. Boletín 163, 87 págs. Buenos Aires.
- DECELLES, P.J., M.B. GRAY, K.D. RIDGWAY, R.B. COLE, D.A. PIVNIK, N. PEQUERA y P. SRIVASTAVA. 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38:567-590.

- DECELLES, P. G., y GILES, K. A. 1996. Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2), 105-123.
- DECELLES, P. G. 2012. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. *Tectonics Sediment. Basins Recent Adv* 405–426.
- DE LA MOTA, H. 1946. Estudios geológicos en el Cerro Bola al Sur de Villa Unión, Departamento Gral. Lavalle, La Rioja. Tesis, Instituto del Museo de La Plata, La Plata.
- DEL REY, Á., DECKART, K., PLANAVSKY, N., ARRIAGADA, C., y MARTÍNEZ, F. 2019. Tectonic evolution of the southwestern margin of Pangea and its global implications: evidence from the mid Permian–Triassic magmatism along the Chilean-Argentine border. *Gondwana Research*, 76, 303-321.
- DEL VENTISSETTE, C., MONTANARI, D., SANI, F., y BONINI, M. 2006. Basin inversion and fault reactivation in laboratory experiments. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 2067-2083.
- DERI, M., CICCIOLO, P., MARENSSI, S., y AMIDON, W. 2021. Estratigrafía de la sucesión neógena en el Bolsón de Fiambalá, Sistema de Famatina, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 78(4).
- DESOJO, J. B., FIORELLI, L. E., EZCURRA, M. D., MARTINELLI, A. G., RAMEZANI, J., DA ROSA, Á. A. y LANGER, M. C. 2020. The Late Triassic Ischigualasto Formation at Cerro Las Lajas (La Rioja, Argentina): fossil tetrapods, high-resolution chronostratigraphy, and faunal correlations. *Scientific reports*, 10(1), 1-34.
- DEWEY, J. F., y BURKE, K. 1974. Hot spots and continental break-up: implications for collisional orogeny. *Geology*, 2(2), 57-60.
- DIX, C. H. 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20(1), 68-86.
- DONELICK, R.A. 1993. A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite: U.S. Patent #5,267,274.
- DONELICK, R. A., KETCHAM, R. A., y CARLSON, W. D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist*, 84(9), 1224-1234.
- DONELICK, R. A., O’SULLIVAN, P. B., y KETCHAM, R. A. 2005. Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58(1), 49-94.
- DURAND, F. R., TOSELLI, A. J. y ACEÑOLAZA, F. G. 1987. Las estructuras de la quebrada De Miranda y sus relaciones regionales, Sistema de Famatina, Provincia de La Rioja, Argentina. *Andean Geology*, (31), 21-29.
- DURAND, F. R., VERGEL, M. M., y LECH, R. R. 1996. Las sedimentitas neopaleozoicas del Sistema de Famatina. *Geología del Sistema de Famatina (Aceñolaza, FG; Miller, H.; Toselli, A, 77-95.*
- DYKSTRA, M., GARYFALOU, K., KERTZNUSS, V., KNELLER, B., MILANA, J. P., MOLINARO, M., ... y THOMPSON, P. 2011. Mass-transport deposits: Combining outcrop studies and seismic forward modeling to understand lithofacies distributions, deformation, and their seismic stratigraphic expression.
- EGAN, S. S., BUDDIN, T. S., KANE, S. J., y WILLIAMS, G. D. 1997. Three-dimensional modelling and visualisation in structural geology: new techniques for the restoration and balancing of volumes. In *Proceedings of the 1996 geoscience information group conference on geological visualisation. Electronic Geology Special Volume* (Vol. 1, pp. 67-82).
- EHLERS, T. A., y FARLEY, K. A. 2003. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1-2), 1-14.
- ENGLAND, P., y MOLNAR, P. 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18(12), 1173-1177.
- EISENSTADT, G., WITHJACK, M. O., BUCHANAN, J. G., y BUCHANAN, P. G. 1995. Estimating inversion: results from clay models. *Special Publication-Geological Society of London*, 88, 119-119.
- ELLIOTT, D. 1981. The strength of rocks in thrust sheets. *Eos*, 62, 397.
- ELLIOTT, D. 1983. The construction of balanced cross-sections. *Journal of structural geology*, 5(2), 101-101.
- ERSLEV, E. A. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6), 617-620.
- EZCURRA, M. D., FIORELLI, L. E., MARTINELLI, A. G., ROCHER, S., VON BACZKO, M. B., EZPELETA, M., TABORDA, J. R. A., HECHENLEITNER, E. M., TROTTEYN, M. J. y DESOJO, J. B. 2017. Deep faunistic turnovers preceded the rise of dinosaurs in southwestern Pangaea *Nature Ecology & Evolution*, 1: 1477 – 1483.
- EZPELETA M., R. ASTINI y DÁVILA, F. M. 2008. Depósitos sinorogénicos en el antepaís neopaleozoico del cinturón de Famatina, centro-oeste de Argentina: Implicancias paleoambientales, paleogeográficas y tectonosedimentarias. *Revista Geológica de Chile*, 35 (2): 1-25.
- EZPELETA, M., PARRA, M., COLLO, G., WUNDERLIN, C., BORREGO, A. G., SOBEL, E. R., y GLODNY, J. 2022. Thermochronometry unveils ancient thermal regimes in the NW Pampean Ranges, Argentina: From Mesozoic rifting to Miocene flat-slab subduction. *Basin Research*, 34(6), 1983-2012.
- FALVEY, D. A. 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. *The APPEA Journal*, 14(1), 95-106.
- FARLEY, K. A., WOLF, R. A., y SILVER, L. T. 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica et cosmochimica acta*, 60(21), 4223-4229.

- FARLEY, K. A. 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2903-2914.
- FARLEY, K. A. 2002. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47(1), 819-844.
- FARLEY, K. A., SHUSTER, D. L., y KETCHAM, R. A. 2011. U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICPMS, and implications for the (U-Th)/He system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(16), 4515-4530.
- FARR, T. G., ROSEN, P. A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., ... y ALSDORF, D. 2007. The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).
- FAUQUÉ, L., LIMARINO C.O., VUJOVICH G., CEGARRA M., YAMÍN M., TEDESCO A. y ESCOSTEGUY, L. 2020. Hoja Geológica 2969- IV, Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. Escala 1: 250000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín 345, 189pp. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ SEVESO, F., PÉREZ, M. A., BRISSON, I. E., y ALVAREZ, L. 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo Basin, western Argentina. In *Compte Rendus XII International Congress Carboniferous-Permian* (Vol. 2, pp. 223-260).
- FERNANDEZ-SEVESO, F., y TANKARD, A.J. 1995. Tectonics and stratigraphy of the late Paleozoic Paganzo basin of western Argentina and its regional implications. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir vol. 62*, 285 – 301.
- FIDALGO, F. 1963. Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la sierra de Sañogasta-Vilgo (Provincia de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 18(3-4), 139-153.
- FIDALGO, F. 1968. Descripción geológica de la Hoja 17d, Catinzaco, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito), Buenos Aires.
- FILLON, C., GAUTHERON, C., y VAN DER BEEK, P. 2013. Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. *Journal of the Geological Society*, 170(1), 67-77.
- FISHER, R. V., y SCHMINCKE, H. U. 2012. *Pyroclastic rocks*. Springer Science & Business Media.
- FITZGERALD, P. G., SORKHABI, R. B., REDFIELD, T. F., y STUMP, E. 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20175-20191.
- FITZGERALD, P. G., BALDWIN, S. L., WEBB, L. E., y O'SULLIVAN, P. B. 2006. Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: a case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. *Chemical Geology*, 225(1-2), 91-120.
- FITZGERALD, P. G., y MALUSÀ, M. G. 2019. Concept of the exhumed partial annealing (retention) zone and age-elevation profiles in thermochronology. *Fission-track thermochronology and its application to geology*, 165-189.
- FLODÉN, T., BJERKÉUS, M., STURKELL, E., GELUMBAUSKAITĖ, Ž., GRIGELIS, A., ENDLER, R., ... y GRIGELIS, A. 1997. Distribution and seismic stratigraphy of glacially incised valleys in the southern part of the Baltic. In *Proceedings of the Fourth Marine Geological Conference—the Baltic, Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca* (Vol. 86, pp. 43-49).
- FLOWERS, R. M., KETCHAM, R. A., SHUSTER, D. L., y FARLEY, K. A. 2009. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 73(8), 2347-2365.
- FOSDICK, J. C., CARRAPA, B., y ORTÍZ, G. 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 73-83.
- FOSDICK, J. C., REAT, E. J., CARRAPA, B., ORTIZ, G., y ALVARADO, P. M. 2017. Retroarc basin reorganization and aridification during Paleogene uplift of the southern central Andes. *Tectonics*, 36(3), 493-514.
- FOSSEN, H. 2016. *Structural geology*. Cambridge university press.
- FOSSEN, H., y ROTEVATN, A. 2016. Fault linkage and relay structures in extensional settings—A review. *Earth-Science Reviews*, 154, 14-28.
- FRAKES, L. A., FRANCIS, J. E. y SYKTUS, J. I. 1992. Climate modes of the Phanerozoic Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press (p. 286).
- FRENGÜELLI, J. 1944. La serie del llamado Rético en el oeste argentino. *Not. Mus. La Plata*, 9 (Geol. 30): 261-270.
- FRENGÜELLI, J. 1946. El Carbonífero argentino según sus fósiles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(2).
- FRENGÜELLI, J. 1948. Estratigrafía y edad del llamado «Rético» en la Argentina. *An. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA Bs. As.*
- FURQUE, G., GONZÁLEZ, P., CABALLÉ, M., PÉREZ, L., CARDÓ, R., GODEAS, M., CONDE A. y PUCCI, J. C. 2003. Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal. Provincias de San Juan y La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 259- 76 p. Buenos Aires.

- GALBRAITH, R. F. 1981. On statistical models for fission track counts. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 13, 471-478.
- GALBRAITH, R. F., y GREEN, P. F. 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3), 197-206.
- GALBRAITH, R. F., y LASLETT, G. M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear tracks and radiation measurements*, 21(4), 459-470.
- GALLAGHER, K., BROWN, R., y JOHNSON, C. 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 519-572.
- GALLAGHER, K. 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2).
- GANS, C. R., BECK, S. L., ZANDT, G., GILBERT, H., ALVARADO, P., ANDERSON, M., Y LINKIMER, L. 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: new high-resolution results. *Geophysical Journal International*, 186(1), 45-58.
- GAO, Y., YUAN, X., HEIT, B., TILMANN, F., VAN HERWAARDEN, D. P., THRASTARSON, S., ... y SCHURR, B. 2021. Impact of the Juan Fernandez Ridge on the Pampean flat subduction inferred from full waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, 48(21), e2021GL095509.
- GARCÍA, P. E., y DAVIS, G. H. 2004. Evidence and mechanisms for folding of granite, Sierra de Hualfín basement-cored uplift, northwest Argentina. *AAPG bulletin*, 88(9), 1255-1276.
- GAUTHERON, C., TASSAN-GOT, L., KETCHAM, R. A. y DOBSON, K. J. 2012. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 96, 44-56.
- GAWTHORPE, R. L., y LEEDER, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), 195-218.
- GENTILI, C.A. 1972. Descripción geológica de la Hoja 17c. Cerro Rajado (provincias de San Juan y La Rioja). Dirección Nacional y Geología y Minería. Boletín 131, 62 p., Buenos Aires.
- GEORGIEFF, S., e IBAÑEZ, L. 1994. Principales depocentros de las supersecuencias depositacionales en el Campo de Talampaya (Neopaleozoico-Terciario). La Rioja, Argentina. V Reunión Argentina de Sedimentología, 15-19.
- GEORGIEFF, S. M., HERBST, R., ESTEBAN, G. I., y NASIF, N.L. 2004. Análisis paleoambiental y registro paleontológico de la Formación Desencuentro (Mioceno Superior), Alto de San Nicolás, La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 41(1), 45-56.
- GEUNA, S.E., ESCOSTEGUY, L.D. y LIMARINO, C.O. 2010. Paleomagnetism of the Carboniferous-Permian Patquía Formation, Paganzo basin, Argentina: implications for the apparent polar wander path for South America and Gondwana during the Late Palaeozoic. *Geologica Acta*, 8(4), 373-397.
- GIAMBIAGI, L., GHIGLIONE, M., CRISTALLINI, E., y BOTTESI, G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 31(12), 1443-1457.
- GIAMBIAGI, L., MESCUA, J., BECHIS, F., MARTÍNEZ, A. y FOLGUERA, A. 2011. Pre-Andean deformation of the Precordillera southern sector, southern Central Andes. *Geosphere*, 7(1), 219-239.
- GIAMBIAGI, L., ÁLVAREZ, P.P., CREIXELL, C., MARDONEZ, D., MURILLO, I., VELÁZQUEZ, R., LOSSADA, A., SURIANO, J., MESCUA, J.F. y BARRIONUEVO, M. 2017. Cenozoic shift from compression to strike-slip stress regime in the high Andes at 30 S, during the shallowing of the slab: Implications for the El Indio/Tambo mineral district. *Tectonics*, 36(11), 2714-2735.
- GIAMBIAGI, L., TASSARA, A., ECHAURREN, A., JULVE, J., QUIROGA, R., BARRIONUEVO, M., ... y LOTHARI, L. 2022. Crustal anatomy and evolution of a subduction-related orogenic system: Insights from the Southern Central Andes (22-35° S). *Earth-Science Reviews*, 104138.
- GIBBS, A. D. 1983. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics. *Journal of structural geology*, 5(2), 153-160.
- GILBERT, H., BECK, S., y ZANDT, G. 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, 165(1), 383-398.
- GIMENEZ, M. E., MARTÍNEZ, M. P., e INTROCASO, A. 2000. A crustal model based mainly on gravity data in the area between the Bermejo Basin and the Sierras de Valle Fértil, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(3), 275-286.
- GLEADOW, A. J., DUDDY, I. R., GREEN, P. F., y LOVERING, J. F. 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 405-415.

- GLEADOW, A. J. W., y FITZGERALD, P. G. 1987. Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatites in the Dry Valleys area, southern Victoria Land. *Earth and planetary science letters*, 82(1-2), 1-14.
- GLEADOW, A. J., y BROWN, R. W. 2000. Fission-track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics. *Geomorphology and global tectonics*, 57-75.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (3): 81-110.
- GONZÁLEZ SEGURA, J. V. 1987. Propuesta estructural para la zona Pagancillo-Famatima-Sañogasta, Sierras Pampeanas, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino*. 10 (pp. 189-192).
- GONZALEZ, M., CLAVEL, F., CHRISTIANSEN, R., GIANNI, G. M., KLINGER, F. L., MARTINEZ, P., ... y DÍAZ, M. 2020. The Iglesia basin in the southern Central Andes: A record of backarc extension before wedge-top deposition in a foreland basin. *Tectonophysics*, 792, 228590.
- GRANADO, P., FERRER, O., MUÑOZ, J. A., THÖNY, W., y STRAUSS, P. 2017. Basin inversion in tectonic wedges: Insights from analogue modelling and the Alpine-Carpathian fold-and-thrust belt. *Tectonophysics*, 703, 50-68.
- GRANADO, P., y RUH, J. B. 2019. Numerical modelling of inversion tectonics in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 763, 14-29.
- GRANSER, H. 1987. Three-dimensional interpretation of gravity data from sedimentary basins using an exponential density-depth function. *Geophysical prospecting*, 35(9), 1030-1041.
- GREEN, P. F. 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nuclear tracks*, 5(1-2), 77-86.
- GREEN, P. F., DUDDY, I. R., GLEADOW, A. J. W., TINGATE, P. R., y LASLETT, G. M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 59, 237-253.
- GREEN, P. F. 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 89(3-4), 335-352.
- GREEN, P. F., DUDDY, I. R., LASLETT, G. M., HEGARTY, K. A., GLEADOW, A. W., y LOVERING, J. F. 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 79(2), 155-182.
- GREEN, P. F., DUDDY, I. R., y HEGARTY, K. A. 2002. Quantifying exhumation from apatite fission-track analysis and vitrinite reflectance data: precision, accuracy and latest results from the Atlantic margin of NW Europe. *Geological Society, London, Special Publications*, 196(1), 331-354.
- GREEN, P. F., CROWHURST, P. V., DUDDY, I. R., JAPSEN, P., y HOLFORD, S. P. 2006. Conflicting (U–Th)/He and fission track ages in apatite: enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour. *Earth and Planetary Science Letters*, 250(3-4), 407-427.
- GROEBER, P. 1940. Descripción geológica de la provincia de La Rioja. En Sussini, M., Herrero Ducloux, E., Brandán, R.A., Isnardi, H., Galmarini, A.G., Castillo, M., Pastore, F. y Corti, H. (eds.) *Aguas Minerales de la República Argentina. Volumen VI. Provincia de La Rioja*. Ministerio del Interior, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales (Ley N.º 11621): 15-29, Buenos Aires (incluye el mapa “Mapa Geológico de la Provincia de La Rioja” escala 1:1.000.000).
- GROEBER, P. y STIPANICIC, P.N. 1953. Triásico. En *Geografía de la República Argentina*, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2(1): 9-141, Buenos Aires.
- GROSHONG, R. H. 2006. *3-D structural geology* (pp. 305-371). Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- GROSHONG, R. H., y PORTER, R. 2019. Predictive models for the deep geometry of a thick-skinned thrust matched to crustal structure: Wind River Range, western USA. *Lithosphere*, 11(4), 448-464.
- GUENTHNER, W. R., REINERS, P. W., y TIAN, Y. 2014. Interpreting date–eU correlations in zircon (U–Th)/He datasets: A case study from the Longmen Shan, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 403, 328-339.
- GUITON, M. L., LEROY, Y. M., y SASSI, W. 2003. Activation of diffuse discontinuities and folding of sedimentary layers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4).
- GULBRANSON, E.L., MONTAÑEZ, I.P., SCHMITZ, M.D., LIMARINO, C.O., ISBELL, J.L., MARENSSI, S.A. y CROWLEY, J.L. 2010. High-precision U–Pb calibration of carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 122: 1480–1498.
- GULBRANSON, E. L., CICCIOIOLI, P. L., MONTAÑEZ, I. P., MARENSSI, S. A., LIMARINO, C. O., SCHMITZ, M. D., y DAVYDOV, V. 2015. Paleoenvironments and age of the Talampaya Formation: The Permo-Triassic boundary in northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 310-322.
- GUO, L., MENG, X., CHEN, Z., LI, S., y ZHENG, Y. 2013. Preferential filtering for gravity anomaly separation. *Computers & Geosciences*, 51, 247-254.

- GUTHRIE, K. M. 2005. Structural controls on extensional-basin development, Triassic Ischigualasto Formation, NW Argentina (Doctoral dissertation, Miami University).
- GUTSCHER, M. A., SPAKMAN, W., BIJWAARD, H., y ENGD AHL, E. R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5), 814-833.
- HANCOCK, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of structural geology*, 7(3-4), 437-457.
- HANTSCH EL, T., y KAUE RAUF, A. I. 2009. *Fundamentals of basin and petroleum systems modeling*. Springer Science & Business Media.
- HARDY, S., y FORD, M. 1997. Numerical modeling of trishear fault propagation folding. *Tectonics*, 16(5), 841-854.
- HARRISON, T. M., y ZEITLER, P. K. 2005. Fundamentals of noble gas thermochronometry. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 123-149.
- HEALY, D., RIZZO, R. E., CORNWELL, D. G., FARRELL, N. J., WATKINS, H., TIMMS, N. E., ... y SMITH, M. 2017. FracPaQ: A MATLAB™ toolbox for the quantification of fracture patterns. *Journal of Structural Geology*, 95, 1-16.
- HEIM, A. 1949. Estudio Geológico del Carbón "Retico" y del Valle de la Peña (Provincias de San Juan y La Rioja). Boletín 69, 42 p. Buenos Aires, Dirección General de Industria Minera.
- HEISKANEN, W. A., y MORITZ, H. 1967. Physical geodesy(Book on physical geodesy covering potential theory, gravity fields, gravimetric and astrogeodetic methods, statistical analysis, etc).
- HELLER, P. L., y PAOLA, C. 1996. Downstream changes in alluvial architecture; an exploration of controls on channel-stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research*, 66(2), 297-306.
- HERRON, D. A. 2011. *First steps in seismic interpretation*. Society of Exploration Geophysicists.
- HINZE, W. J. 2003. Bouguer reduction density, why 2.67?. *Geophysics*, 68(5), 1559-1560.
- HINZE, W. J., VON FRESE, R. R., VON FRESE, R., y SAAD, A. H. 2013. *Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications*. Cambridge University Press.
- HÖCKENREINER, M.; SÖLLNER, F. y MILLER, H. 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW-Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 45-66.
- HOKE, G. D., GRABER, N. R., MESCUA, J. F., GIAMBIAGI, L. B., FITZGERALD, P. G., y METCALF, J. R. 2015. Near pure surface uplift of the Argentine Frontal Cordillera: insights from (U–Th)/He thermochronometry and geomorphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 383-399.
- HORTON, B. K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*, 37(2), 402-429.
- HORTON, B. K., CAPALDI, T. N., MACKAMAN-LOFLAND, C., PEREZ, N. D., BUSH, M. A., FUENTES, F., y CONSTENIUS, K. N. 2022. Broken foreland basins and the influence of subduction dynamics, tectonic inheritance, and mechanical triggers. *Earth-Science Reviews*, 104193.
- HOULIHAN, E., THOLT, A., WEBBER, P., ROESKE, S. M., MULCAHY, S. R., MCCLELLAND, W. C., y RUTTE, D. 2017. (super 40) Ar/(super 39) Ar geochronology and kinematic analysis of Sierra de Maz; implications for timing and orientation of deformation on the Paleozoic margin of western Gondwana. In *Abstracts with programs-Geological Society of America* (Vol. 49, No. 6). Geological Society of America (GSA).
- HOURIGAN, J. K., REINERS, P. W., y BRANDON, M. T. 2005. U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(13), 3349-3365.
- HUNTER, R. E. 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*, 24(3), 361-387.
- HUNTINGTON, K. W., EHLERS, T. A., HODGES, K. V., y WHIPP JR, D. M. 2007. Topography, exhumation pathway, age uncertainties, and the interpretation of thermochronometer data. *Tectonics*, 26(4).
- INTROCASO, A. 1997. Gravimetría. *UNR Editora*, 355.
- INTROCASO, A., y RUIZ, F. 2001. Geophysical indicators of Neogene strike-slip faulting in the Desaguadero–Bermejo tectonic lineament (northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7), 655-663.
- INTROCASO, A., MARTÍNEZ, M. P., GIMÉNEZ, M. E., y RUIZ, F. 2004. Geophysical study of the Valle Fértil lineament between 28 45' S and 31 30' S: boundary between the Cuyania and Pampia terranes. *Gondwana Research*, 7(4), 1117-1132.
- IRMIS, R. B., MUNDIL, R., MANCUSO, A. C., CARRILLO-BRICEÑO, J. D., OTTONE, E. G., y MARSICANO, C. A. 2022. South American Triassic geochronology: Constraints and uncertainties for the tempo of Gondwanan non-marine vertebrate evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103770.
- ISLES, D. J., y RANKIN, L. R. 2013. *Geological interpretation of aeromagnetic data*. Society of Exploration Geophysicists and Australian Society of Exploration Geophysicists.

- JI, Y., YOSHIOKA, S., MANEA, V. C., MANEA, M., y SUENAGA, N. 2019. Subduction thermal structure, metamorphism and seismicity beneath north-central Chile. *Journal of Geodynamics*, 129, 299-312.
- JOHANIS, P. E. 2001. Levantamiento Geofísico Aéreo del Bloque Famatina, Provincias de Catamarca y La Rioja República Argentina: Presentación de Datos.
- JOHNSON, N. M., JORDAN, T. E., JOHNSON, P. A., y NAESER, C. W. 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. *Foreland basins*, 63-75.
- JORDÁN, T. E., ISACKS, B. L., ALLMENDINGER, R. W., BREWER, J. A., RAMOS, V. A., y ANDO, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361.
- JORDAN, T. E. y ALLMENDINGER, R. W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286(10), 737-764.
- JORDAN, T. E., y ALONSO, R. N. 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20-28 south latitude. *AAPG Bulletin*, 71(1), 49-64.
- JORDAN, T. E., ZEITLER, P., RAMOS, V. y GLEADOW, A. J. W. 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(3), 207-222.
- JORDAN, T. E., y FLEMINGS, P. B. 1990. From geodynamic models to basin fill—a stratigraphic perspective. *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, 149-163.
- JORDAN, T. E., ALLMENDINGER, R. W., DAMANTI, J. F., y DRAKE, R. E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31 S, Andes Mountains. *The Journal of Geology*, 101(2), 135-156.
- JORDAN, T. E. 1995. Retroarc foreland and related basins. *Tectonics of sedimentary basins*, 331-391.
- JORDAN, T. E., SCHLUNEGGER, F., y CARDOZO, N. 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7), 775-798.
- KANE, M. F. 1962. A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462.
- KANE, S. J., WILLIAMS, G. D., BUDDIN, T. S., EGAN, S. S., y HODGETTS, D. 1997. Flexural-slip based restoration in 3D, a new approach. In *1997 AAPG Annual Convention Official Program A* (Vol. 58).
- KAY, S. M., y MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 39-57.
- KENT, D., SANTI-MALNIS, P., COLOMBI, C., ALCOBER, O. y MARTINEZ, R. 2014. Age constraints on the dispersal of dinosaurs in the Late Triassic from magnetostratigraphy of the Los Colorados Formation (Argentina). www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1402369111
- KETCHAM, R. A., DONELICK, R. A., y CARLSON, W. D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84(9), 1235-1255.
- KETCHAM, R. A. 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 275-314.
- KETCHAM, R. A., CARTER, A., DONELICK, R. A., BARBARAND, J., y HURFORD, A. J. 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist*, 92(5-6), 799-810.
- KETCHAM, R. A., GAUTHERON, C., y TASSAN-GOT, L. 2011. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology: Refinement of the baseline case. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(24), 7779-7791.
- KETCHAM, R. A. 2017. HeFTy version 1.9. 3. *User Manual (Department of Geological Sciences, The University of Texas at Austin, Austin, 74 2014)*.
- KILMURRAY, J. O., y DALLA SALDA, L. 1971. Las fases de deformación y metamorfismo en la Sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26(2), 245-263.
- KOKOGIAN, D.A., FERNANDEZ SEVESO, F. y LEGARRETA L. 1987. Cuenca Ischigualasto - Villa Nueva: análisis estratigráfico y caracterización paleoambiental. YPF. Inédito.
- KRAPOVICKAS, V., MANCUSO, A.C., MARSICANO, C.A., DOMNANOVICH, N.S. y SCHULTZ, C.L. 2013. Large tetrapod burrows from the Middle Triassic of Argentina: a behavioural adaptation to seasonal semiarid climate? *Lethaia* 46: 154–169.
- LACOMBE, O., y BELLAHSEN, N. 2016. Thick-skinned tectonics and basement-involved fold–thrust belts: insights from selected Cenozoic orogens. *Geological Magazine*, 153(5-6), 763-810.
- LAFOSSE, M., BOUTOUX, A., BELLAHSEN, N., y LE POURHIET, L. 2016. Role of tectonic burial and temperature on the inversion of inherited extensional basins during collision. *Geological Magazine*, 153(5-6), 811-826.

- LAGOS, J.L, BRAVO CURA, N. COMBINA, A.M. y FALCON C.M. 2018. Estudio de las secuencias piroclásticas neógenas tardías del Alto de San Nicolás, Campo de Talampaya, La Rioja. 10mo Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mendoza.
- LAGOS, J. L. 2020. Estratigrafía de la sección media de la Formación Desencuentro, Mioceno tardío, Campo de Talampaya. Tesis de grado. Universidad Nacional de Córdoba (inédita) 136pp.
- LANGFORD, R. P., y CHAN, M. A. 1989. Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, 36(6), 1037-1051.
- LASLETT, G. M., GLEADOW, A. J. W., y DUDDY, I. R. 1984. The relationship between fission track length and track density in apatite. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements (1982)*, 9(1), 29-38.
- LAVANDAIO, E. O. L. 1968. Distrito Gráfico de Villa Unión. Estudio Geológico Económico.
- LAVÉ, J., y AVOUAC, J. P. 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B11), 26561-26591.
- LEMO-SANTOS, D. V., TEIXEIRA, W., COLLO, G., y CANELO, H. N. 2019. U-Pb and Sm-Nd constraints on Miocene units in the Ischigualasto-Villa Unión foreland basin, Sierras Pampeanas, Argentina: Sedimentary provenance, landscape evolution coupling flat-slab subduction. *Journal of South American Earth Sciences*, 90, 76-93.
- LI, T., CHEN, J., THOMPSON JOBE, J. A., y BURBANK, D. W. 2017. Active flexural-slip faulting: Controls exerted by stratigraphy, geometry, and fold kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(10), 8538-8565.
- LINCE KLINGER, F., GIMÉNEZ, M. E., MARTÍNEZ, M. P., e INTROCASO, A. 2008. Las estructuras de la cuenca de Bermejo y sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y señal analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(2), 281-287.
- LIMARINO, C.O. 1985. Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios del Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, (inédita), 300 pp., Buenos Aires.
- LIMARINO, C.O. y SPALETTI L. A. 1986. Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 49 (1-2), 109-127.
- LIMARINO, C.O. 1987. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. *Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales. Anales* 39: 145-178. Buenos Aires.
- LIMARINO, C. O., CÉSARI, S. N., NET, L. I., MARENSSI, S. A., GUTIERREZ, R. P. y TRIPALDI, A. 2002. The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Rio Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 445-460.
- LIMARINO, C. O., y SPALLETTI, L. A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4), 134-155.
- LIMARINO, C. O., CICCIOLO, P. L., KRAPOVICKAS, V., Y BENEDITO, L. D. 2016. Estratigrafía de las sucesiones mesozoicas, paleógenas y neógenas de las quebradas Santo Domingo y El Peñón (Precordillera septentrional riojana). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73(3), 301-318.
- LIMARINO, C.O., MARENSSI, S.A., CICCIOLO, P.L. y TEDESCO, A.M. 2017. Estratigrafía cenozoica de las cuencas de antepaís de las Sierras Pampeanas Noroccidentales y Precordillera de La Rioja. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 269-290*, Tucumán.
- LIMARINO, C. O., CICCIOLO, P. L., MARENSSI, S., CÉSARI, S. N., y FRIEDMAN, R. 2021. U-PB ages and environmental evolution of the De La Cuesta Formation (late Paleozoic): Record of the Choiyoi Volcanism in the retroarc area of the Paganzo Basin, Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103531.
- LINCE KLINGER, F., GIMÉNEZ, M. E., MARTÍNEZ, M. P., e INTROCASO, A. 2008. Las estructuras de la cuenca de Bermejo y sierra de Valle Fértil a partir de los métodos deconvolución de Euler y señal analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(2), 281-287.
- LISKER, F., VENTURA, B., y GLASMACHER, U. A. 2009. Apatite thermochronology in modern geology. *Geological Society, London, Special Publications*, 324(1), 1-23.
- LISLE, R. J. 2020. *Geological structures and maps: A practical guide*. Butterworth-Heinemann.
- LIU, C., SHAN, X., YI, J., SHI, Y., y VENTURA, G. 2022. Volcanism at the end of continental rifting: The Cretaceous syn-rift to post-rift transition in the Songliao Basin (NE China). *Gondwana Research*, 111, 174-188.
- LLAMBÍAS, E. J., QUENARDELLE, S., y MONTENEGRO, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(4), 243-257.
- LONG, L. T., y KAUFMANN, R. D. 2013. *Acquisition and analysis of terrestrial gravity data*. Cambridge University Press.

- LOPEZ, M. G., CASTRO DE MACHUCA, B., GÓMEZ, R., y PALACIO BALDERRAMO, G. 2015. Contribution to the geochronology of the Triassic magmatism in the Western Sierras Pampeanas, province of San Juan, Argentina. In *VI Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados, Actas* (Vol. 51).
- LÓPEZ, C., MARTÍNEZ, F., MAKSYMOWICZ, A., GIAMBIAGI, L., y RIQUELME, R. 2019. What is the structure of the forearc region in the Central Andes of northern Chile? An approach from field data and 2-D reflection seismic data. *Tectonophysics*, 769, 228187.
- LÓPEZ GAMUNDI, O., ALVAREZ, L., ANDREIS, R., BOSSI, G., ESPEJO, I. y FERNANDEZ SEVESO, F. 1989. Cuencas Intermontanas. In G. Chebli, L. Spalletti, Cuencas Sedimentarias Argentinas, 6: 123-167. Buenos Aires: Serie Correlación Geológica.
- LOPEZ-GAMUNDI, O., MOZETIC, M., y ROSSELLO, E. 1997. Geometría de Semi-Graben en las Cuencas Triásicas del Oeste Argentino: Evidencias de Superficie y de Subsuelo. In *6th Simposio Bolivariano* (pp. cp-117). EAGE Publications BV.
- LOPEZ-GAMUNDI, O., LIMARINO, C. O., ISBELL, J. L., PAULS, K., CESARI, S. N., y ALONSO-MURUAGA, P. J. 2021. The late Paleozoic Ice Age along the southwestern margin of Gondwana: Facies models, age constraints, correlation and sequence stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 107, 103056.
- LOSADA-CALDERÓN, A. J., MCBRIDE, S. L., y BLOOM, M. S. 1994. The geology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina mining district, La Rioja province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(1), 9-24
- LOSSADA, A. C., GIAMBIAGI, L., HOKE, G. D., FITZGERALD, P. G., CREIXELL, C., MURILLO, I., MARDONEZ, D., VELÁSQUEZ R., y SURIANO, J. 2017. Thermochronologic evidence for late Eocene Andean mountain building at 30 S. *Tectonics*, 36(11), 2693-2713.
- LOSSADA, A. C., SURIANO, J., GIAMBIAGI, L., FITZGERALD, P. G., HOKE, G., MESCUIA, J., ... y BORDESE, S. 2020. Cenozoic exhumation history at the core of the Andes at 31.5° S revealed by apatite fission track thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102751.
- LUCASSEN, F., y BECCHIO, R. 2003. Timing of high-grade metamorphism: Early Palaeozoic U–Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26–29 S). *Journal of Metamorphic Geology*, 21(7), 649-662.
- MACAULAY, E. A., SOBEL, E. R., MIKOLAICHUK, A., LANDGRAF, A., KOHN, B., y STUART, F. 2013. Thermochronologic insight into late Cenozoic deformation in the basement-cored Terskey Range, Kyrgyz Tien Shan. *Tectonics*, 32(3), 487-500.
- MACKAMAN-LOFLAND, C., HORTON, B. K., KETCHAM, R. A., MCQUARRIE, N., FOSDICK, J. C., FUENTES, F., ... y ALVARADO, P. 2022. Causes of variable shortening and tectonic subsidence during changes in subduction: Insights from flexural thermokinematic modeling of the Neogene southern central Andes (28–30 S). *Tectonics*, 41(8), e2022TC007334.
- MAKASKE, B. 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, 53(3-4), 149-196.
- MALIZZIA, D.C., y VILLANUEVA GARCIA A. 1984. Estratigrafía y paleoambiente de sedimentación de la Formación Río Mañero, provincia de La Rioja. IX Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche, Actas, V:146-156.
- MALIZZIA, D.C. 1987. Contribución al conocimiento geológico y estratigráfico de las rocas terciarias del Campo de Talampaya, provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, 186pp. Inédito.
- MALIZZIA, D.C., REYNOLDS, J.H. y TABBUTT, K.D. 1995. Chronology of Neogene sedimentation, stratigraphy, and tectonism in the Campo de Talampaya region, La Rioja Province, Argentina. *Sedimentary Geology*, 96: 231-255.
- MALUSÀ, M. G., y FITZGERALD, P. G. 2019. *Fission-track thermochronology and its application to geology*. Switzerland: Springer International Publishing.
- MANCKTELOW, N. S., y GRASEMANN, B. 1997. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, 270(3-4), 167-195.
- MANCUSO, A.C. 2005. Tafonomía en ambientes lacustres: Estudio integral de las asociaciones fósiles de las secuencias lacustres del Triásico Medio de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Formaciones Chañares, Los Rastros e Ischichuca): Buenos Aires, Argentina, Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral, 208 pp.
- MANCUSO, A. y MARSICANO, C. 2008. Paleoenvironments and Taphonomy of a Triassic Lacustrine System (Los Rastros Formation, Central-Western Argentina). *PALAIOS*, 23: 235 – 547.
- MANCUSO, A. y CASELLI, A. 2012. Paleolimnology evolution in rift basins: The Ischigualasto-Villa Unión Basin (Central-Western Argentina) during the triassic. *Sedimentary Geology*, Vol. 275- 276: 38-54.
- MANCUSO, A. C., GAETANO, L. C., LEARDI, J. M., ABDALA, F. y ARCUCCI, A. B. 2014. The Chañares Formation: a window to a Middle Triassic tetrapod community. *Lethaia* 47, 244–265.

- MANCUSO, A.C., BENAVENTE, C.A., IRMIS, R.B., y MUNDIL, R. 2020. Evidence for the Carnian pluvial episode in Gondwana: New multiproxy climate records and their bearing on early dinosaur diversification: *Gondwana Research*, v. 86, p. 104–125, <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.05.009>.
- MANNHEIM, R. 1988. Die Ordovizische Vollkano-sedimentare Abfolge der Formation Chuschín, Sistema de Famatina, NW Argentina. Tesis Doctoral, Universität München (inédito), 89 p., Munich.
- MANNHEIM, R. 1993. Génesis de las volcanitas eopaleozoicas del Sistema del Famatina, noroeste de Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 147-155, Mendoza.
- MARDONEZ, D., SURIANO, J., GIAMBIAGI, L., MESCUA, J., LOSSADA, A., CREIXELL, C., y MURILLO, I. 2020. The Jáchal river cross-section revisited (Andes of Argentina, 30 S): Constraints from the chronology and geometry of neogene synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102838.
- MARRETT, R., y ALLMENDINGER, R. W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of structural geology*, 12(8), 973-986.
- MARSICANO, C.A., IRMIS, R.B., MANCUSO, A.C., MUNDIL, R. y CHEMALE, F. 2016. The precise temporal calibration of dinosaur origins. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113 (3): 509-513.
- MARTINA, F., CANELO, H. N., DÁVILA, F. M., DE HOLLANDA, M. H. M. y TEIXEIRA, W. 2018. Mississippian lamprophyre dikes in western Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence of transtensional tectonics along the SW margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 83, 68-80.
- MARTINA, F., ÁVILA, P., DÁVILA, F. M., y PARRA, M. 2021. Triassic-Jurassic thermal evolution and exhumation of the western Gondwana foreland: Thermochronology and basalt thermobarometry from the Argentine Sierras Pampeanas. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102956, 1-9.
- MARTINEZ, M. P. 1997. *Estudio del levantamiento de la Sierra de Valle Fértil. (Provincia de San Juan)* (Doctoral dissertation, Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Rosario. Facultad de Ciencias Exactas e Ingeniería, 153 p.(inédita)).
- MARTÍNEZ, R.N. 2002. Anatomía de *Massospondylus mognai* sp. nov. (Dinosauria - Sauropodomorfa) y Filogenia de Sauropodomorfa basal. Geología y Tafonomía de la Formación Cañón del Colorado (Jurásico Inferior). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 280 p., San Juan.
- MARTINEZ, R. N., SERENO, P. C., ALCOBER, O. A., COLOMBI, C. E., RENNE, P. R., MONTAÑEZ, I. P., y CURRIE, B. S. 2011. A basal dinosaur from the dawn of the dinosaur era in southwestern Pangaea. *science*, 331(6014), 206-210.
- MARTÍNEZ, F., PARRA, M., ARRIAGADA, C., MORA, A., BASCUÑAN, S., y PEÑA, M. 2017. Late Cretaceous to Cenozoic deformation and exhumation of the Chilean Frontal Cordillera (28°–29° S), Central Andes. *Journal of Geodynamics*, 111, 31-42.
- MARTINOD, J., GÉRAULT, M., HUSSON, L., y REGARD, V. 2020. Widening of the Andes: An interplay between subduction dynamics and crustal wedge tectonics. *Earth-Science Reviews*, 204, 103170.
- MAULDON, M., DUNNE, W. M., y ROHRBAUGH JR, M. B. 2001. Circular scanlines and circular windows: new tools for characterizing the geometry of fracture traces. *Journal of structural geology*, 23(2-3), 247-258.
- MCCLAY, K. R. 1992. Glossary of thrust tectonics terms. *Thrust tectonics*, 419-433.
- MCCLAY, K. R., y WHITE, M. J. 1995. Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting. *Marine and Petroleum Geology*, 12(2), 137-151.
- MCCLAY, K.R. 2000. Structural Geology for Petroleum exploration. Structural geology short course.
- MCCLAY, K., y BONORA, M. 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG bulletin*, 85(2), 233-260.
- MCKENZIE, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary science letters*, 40(1), 25-32.
- MCKENZIE, D. A. N., y BICKLE, M. J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of petrology*, 29(3), 625-679.
- MEDWEDEFF, A. M. 1989. Growth fault-bend folding at southeast Lost Hills, San Joaquin valley, California. *AAPG Bulletin*, 73(1), 54-67.
- MELCHOR, R.N. 2007. Changing lake dynamics and sequence stratigraphy of synrift lacustrine strata in a half-graben: an example from the Triassic Ischigualasto–Villa Unión Basin, Argentina. *Sedimentology*, 54, 1417-1446.
- MERRITTS, D. J., VINCENT, K. R., y WOHL, E. E. 1994. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 14031-14050.
- MESCUA, J. F., GIAMBIAGI, L. B., TASSARA, A., GIMENEZ, M., y RAMOS, V. A. 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35 S, Andes of Argentina. *Geosphere*, 10(3), 585-609.

- MIALL, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer.
- MIALL, A. 2014. The facies and architecture of fluvial systems. *Fluvial depositional systems*, 9-68.
- MILANA, J.P. 1998. Anatomía de parasecuencias en un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos, cuenca triásica de Ischigualasto, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (3): 365-387.
- MILANA, J.P. y ALCOBER, O.A. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 217-235.
- MIRANDA, J. A. 1958. Observaciones geológicas y petrográficas entre Cuesta de Miranda y Puerto Alegre (Provincia de La Rioja). Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Tesis de Grado, 65 p. Córdoba, Argentina.
- MIRRÉ, J. C. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil. Servicio Geológico Nacional.
- MITCHUM JR, R. M., VAIL, P. R., y THOMPSON III, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to stratigraphic interpretation.
- MITRA, S. 1990. Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *AAPG bulletin*, 74(6), 921-945.
- MITRA, S. 1993. Geometry and kinematic evolution of inversion structures. *AAPG Bulletin*, 77(7), 1159-1191.
- MITRA, S., y MOUNT, V. S. 1998. Foreland basement-involved structures. *AAPG bulletin*, 82(1), 70-109.
- MITRA, S. 2002. Fold-accommodation faults. *AAPG bulletin*, 86(4), 671-693.
- MONETTA, A., BARALDO, J.A., LIANZILOTTA, M.I. y CISNEROS, H. 1993. Los Basaltos del borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto y su posición estratigráfica. XII Congreso Geol. Arg. y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas, Tomo II, 71-77.
- MONTGOMERY, D. R., y BRANDON, M. T. 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, 201(3-4), 481-489.
- MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M. R., SOBEL, E. R., HOOGHIEMSTRA, H., TORRES, V., y JARAMILLO, J. V. 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120(7-8), 930-949.
- MORLEY, C. K. 1999. Patterns of displacement along large normal faults: implications for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. *AAPG bulletin*, 83(4), 613-634.
- MORLEY, C. K., HARANYA, C., PHOOSONGSEE, W., PONGWAPEE, S., KORNSAWAN, A., y WONGANAN, N. 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. *Journal of Structural Geology*, 26(10), 1803-1829.
- MORTIMER, E., CARRAPA, B., COUTAND, I., SCHOENBOHM, L., SOBEL, E. R., SOSA GOMEZ, J., y STRECKER, M. R. 2007. Fragmentation of a foreland basin in response to out-of-sequence basement uplifts and structural reactivation: El Cajón-Campo del Arenal basin, NW Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 119(5-6), 637-653.
- MOZETIC, A. 1974. El Triásico en los alrededores al valle del río Bermejo, Provincias de La Rioja y San Juan: Buenos Aires, Argentina, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral, 147 pp.
- MPODOZIS, C., y RAMOS, V. 1990. The andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*. Earth Science Series, vol. 11. pp. 59–90.
- MULCAHY, P., CHEN, C., KAY, S. M., BROWN, L. D., ISACKS, B. L., SANDVOL, E., HEIT, B., YUAN, X., y COIRA, B. L. 2014. Central Andean mantle and crustal seismicity beneath the southern Puna plateau and the northern margin of the Chilean-Pampean flat slab. *Tectonics*, 33(8), 1636-1658.
- MURRAY, K. E., STEVENS GODDARD, A. L., ABBEY, A. L., & WILDMAN, M. 2022. Thermal history modeling techniques and interpretation strategies: Applications using HeFTy. *Geosphere*, 18(5), 1622-1642.
- NABIGHIAN, M. N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3), 507-517.
- NABIGHIAN, M. N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1), 85-92.
- NABIGHIAN, M. N., GRAUCH, V. J. S., HANSEN, R. O., LAFEHR, T. R., LI, Y., PEIRCE, J. W., PHILLIPS J.D., y RUDER, M. E. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6), 33ND-61ND.
- NAGY, D. 1966. The prism method for terrain corrections using digital computers. *Pure and applied geophysics*, 63, 31-39.
- NANSON, G. C., y CROKE, J. C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4(6), 459-486.

- NARR, W., y SUPPE, J. 1994. Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science*, 294(7), 802-860.
- NASH, C. R. 1997. Área de la Sierra de Umango-Sierra de la Punilla Provincia de la Rioja y San Juan Argentina/Interpretación integrada de datos geofísicos aéreos e imágenes Landsat TM.
- NEMEC, W., y POSTMA, G. 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In *Alluvial sedimentation* (Vol. 17, pp. 235-276). Oxford: International Association of Sedimentologists.
- NICKELSEN, R. P. 1986. Cleavage duplexes in the Marcellus Shale of the Appalachian foreland. *Journal of Structural Geology*, 8(3-4), 361-371.
- NICOL, A., y NATHAN, S. 2001. Folding and the formation of bedding-parallel faults on the western limb of Grey Valley Syncline near Blackball, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 44(1), 127-135.
- NIELSEN, S. B., CLAUSEN, O. R., y MCGREGOR, E. 2017. basin% Ro: A vitrinite reflectance model derived from basin and laboratory data. *Basin Research*, 29, 515-536.
- NOUTCHOGWE, C. T., KOUMETIO, F., y MANGUELLE-DICOUM, E. 2010. Structural features of South-Adamawa (Cameroon) inferred from magnetic anomalies: Hydrogeological implications. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(6), 467-474.
- OLIVAR, J., NACIF, S., GIMÉNEZ, M., HEIT, B., FENNELL, L., y FOLGUERA, A. 2023. Structure and seismogenic activity of the broken foreland to the south of the Chilean-Pampean flat subduction zone: The San Rafael Block. *Journal of South American Earth Sciences*, 124, 104260.
- ORTIZ, G., ALVARADO, P., FOSDICK, J. C., PERUCCA, L., SAEZ, M., y VENERDINI, A. 2015. Active deformation in the northern sierra de Valle Fértil, sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 339-350.
- ORTIZ, G. F. 2018. Deformación andina en el extremo norte de la sierra de Valle Fértil: un estudio integrado basado en termocronología y geofísica.
- ORTIZ, G., STEVENS GODDARD, A. L., FOSDICK, J. C., ALVARADO, P., CARRAPA, B., y CRISTOFOLINI, E. 2021. Fault reactivation in the Sierras Pampeanas resolved across Andean extensional and compressional regimes using thermochronologic modeling. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103533.
- OTAMENDI, J. E., DUCEA, M. N., TIBALDI, A. M., BERGANTZ, G. W., DE LA ROSA, J. D., y VUJOVICH, G. I. 2009. Generation of tonalitic and dioritic magmas by coupled partial melting of gabbroic and metasedimentary rocks within the deep crust of the Famatinian magmatic arc, Argentina. *Journal of Petrology*, 50(5), 841-873.
- OTAMENDI, J.E., M.N. DUCEA, E.A. CRISTOFOLINI, A.M. TIBALDI, G.C. CAMILLETI y G.W. BERGANTZ 2017. U-Pb ages and Hf isotope compositions of zircons in plutonic rocks from the central Famatinian arc, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*. doi: 10.1016/j.jsames.2017.04.005.
- PAGE, S., LIMARINO, C. y CASELLI, A. 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la cuenca Ischigualasto- Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (2): 202-208. Buenos Aires.
- PANIEN, M., SCHREURS, G., y PFIFFNER, A. 2005. Sandbox experiments on basin inversion: testing the influence of basin orientation and basin fill. *Journal of structural Geology*, 27(3), 433-445.
- PANKHURST, R., RAPELA, C. y FANNING, C. 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S- type granites in the Famatinian Belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 91: 151-168.
- PARDO-CASAS, F. y MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- PARKER, G. 1974. Posición estratigráfica del "Famatinense" y sus correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (2): 231-247.
- PATON, D. A. 2006. Influence of crustal heterogeneity on normal fault dimensions and evolution: southern South Africa extensional system. *Journal of structural geology*, 28(5), 868-886.
- PEYTON, S. L., y CARRAPA, B. 2013. An introduction to low-temperature thermochronologic techniques, methodology, and applications.
- PEDERNERA, T. E., MANCUSO, A. C., OTTONE, E. G., y BENAVENTE, C. A. 2020. Paleobotany of the Upper Triassic Los Rastros Formation, Ischigualasto-Villa Unión Basin, La Rioja, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102660.
- PERARNAU, M., ALVARADO, P., y SAEZ, M. 2010. Estimación de la estructura cortical de velocidades sísmicas en el suroeste de la Sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(4), 473-480.
- PERUCCA, L. P., ESPEJO, K., ESPER ANGILLIERI, M. Y., ROTHIS, M., TEJADA, F., y VARGAS, M. 2018. Neotectonic controls and stream piracy on the evolution of a river catchment: a case study in the Agua de la Peña River basin, Western Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Iberian Geology*, 44, 207-224.

- PESCE, A., GIMENEZ, M. E., GIANNI, G. M., FOLGUERA, A., y MARTINEZ, P. 2019. Magnetic characterization of a retroarc extensional basin: the Loncopué Trough. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 55-62.
- PETIT, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural Geology*, 9(5-6), 597-608.
- PIFFNER, O. A. 2017. Thick-skinned and thin-skinned tectonics: A global perspective. *Geosciences*, 7(3), 71.
- PHAN, T. D., EASTWOOD, J. P., SHAY, M. A., DRAKE, J. F., SONNERUP, B. Ö., FUJIMOTO, M., ... y MAGNES, W. 2018. Electron magnetic reconnection without ion coupling in Earth's turbulent magnetosheath. *Nature*, 557(7704), 202-206.
- PIERSON, T. C., COSTA, J. E., y VANCOUVER, W. 1987. *A rheologic classification of subaerial sediment-water flows* (Vol. 7, pp. 1-12). Geological Society of America.
- PINTO, L., MUÑOZ, C., NALPAS, T., y CHARRIER, R. 2010. Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling. *Journal of Structural Geology*, 32(4), 554-565.
- PLANKE, S., SYMONDS, P. A., ALVESTAD, E., y SKOGSEID, J. 2000. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B8), 19335-19351.
- POBLET, J. 2012. 2D kinematic models of growth fault-related folds in contractional settings. *Tectonics of sedimentary basins: recent advances*, 538-564.
- POMA, S., RAMOS, A., LITVAK, V. D., QUENARDELLE, S., MAISONNAVE, E. B., y RUBINSTEIN, N. 2023. Orogenic magmatism along the transition Precordillera-Sierras Pampeanas, between 29° and 31° S, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 123, 104236.
- PORTER, R., GILBERT, H., ZANDT, G., BECK, S., WARREN, L., CALKINS, J., ... y ANDERSON, M. 2012. Shear wave velocities in the Pampean flat-slab region from Rayleigh wave tomography: Implications for slab and upper mantle hydration. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11).
- PRICE, N. J. 1966. Brittle fracture. *Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rock*, 2, 1-56.
- PRICE, N. J., y COSGROVE, J. W. 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press.
- PROSSER, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. *Geological Society, London, Special Publications*, 71(1), 35-66.
- QUIERO, F., TASSARA, A., IAFFALDANO, G., y RABBIA, O. 2022. Growth of Neogene Andes linked to changes in plate convergence using high-resolution kinematic models. *Nature communications*, 13(1), 1339.
- RABASSA, J., CARIGNANO, C. y CIOCCALE, M. 2010. Gondwana paleosurfaces in Argentina: an introduction. *Geociências*, 29(4), 439-466.
- RADAIDEH, O. M., GASEMANN, B., MELICHAR, R., y MOSAR, J. 2016. Detection and analysis of morphotectonic features utilizing satellite remote sensing and GIS: An example in SW Jordan. *Geomorphology*, 275, 58-79.
- RAMACCIOTTI, C. D., CASQUET, C., BALDO, E. G., PANKHURST, R. J., VERDECCHIA, S. O., FANNING, C. M., y MURRA, J. A. 2022. The Maz Metasedimentary Series (Western Sierras Pampeanas, Argentina). A relict basin of the Columbia supercontinent?. *Geological Magazine*, 159(3), 309-321.
- RAMOS, V. A. 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of South America-a collisional history. *Episodes Journal of International Geoscience*, 11(3), 168-174.
- RAMOS, V. A., y KAY, S. M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. *Andean magmatism and its tectonic setting* (Vol. 265, pp. 79-91). Geological Society of America.
- RAMOS, V. A. 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera época 9(31), 2-9.
- RAMOS, V. A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(3), 41-96.
- RAMOS, V., CRISTALLINI, E.O., y PEREZ, D.J. 2002. The Pampean flat- slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- RAMOS, V. A. 2004. Cuyania, an exotic block to Gondwana: review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research*, 7(4), 1009-1026.
- RAMOS, V. A., ZAPATA, T., CRISTALLINI, E., e INTROCASO, A. 2004. The Andean thrust system latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening.
- RAMOS, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*, 204, 31-65.
- RAMOS, V. A., y FOLGUERA, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31-54.

- Ramos, V. A. 2018. The Famatinian orogen along the protomargin of Western Gondwana: Evidence for a nearly continuous Ordovician magmatic arc between Venezuela and Argentina. The evolution of the Chilean-Argentinean Andes, 133-161.
- RAMSAY, J. G. 1967. Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw Hill Book Company*, 568.
- RAPELA, C., PANKHURST, R., BALDO, E., CASQUET, C., GALINDO, C., FANNING, C., y SAAVEDRA, J. 2001. Ordovician metamorphism in the Sierras Pampeanas: New U-Pb SHRIMP ages in Central-East Valle Fértil and the Velasco Batholith. 3º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica. Publicación en CD-ROM.
- RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., CASQUET, C., BALDO, E., GALINDO, C., FANNING, C. M., y DAHLQUIST, J. M. 2010. The Western Sierras Pampeanas: Protracted Grenville-age history (1330–1030 Ma) of intra-oceanic arcs, subduction–accretion at continental-edge and AMCG intraplate magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1), 105-127.
- RAPELA, C. W., VERDECCHIA, S. O., CASQUET, C., PANKHURST, R. J., BALDO, E. G., GALINDO, C., ... y FANNING, C. M. 2016. Identifying Laurentian and SW Gondwana sources in the Neoproterozoic to Early Paleozoic metasedimentary rocks of the Sierras Pampeanas: Paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research*, 32, 193-212.
- RAPELA, C. W., PANKHURST, R. J., CASQUET, C., DAHLQUIST, J. A., FANNING, C. M., BALDO, E. G., GALINDO, C., ALASINO, P. H., RAMACCIOTTI, C. D., VERDECCHIA, S. O., MURRA, J.A. y BASEI, M. A. 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 187, 259-285.
- REAT, E. J., y FOSDICK, J. C. 2018. Basin evolution during Cretaceous-Oligocene changes in sediment routing in the Eastern Precordillera, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 84, 422-443.
- REID, A. B., ALLSOP, J. M., GRANSEER, H., MILLETT, A. T., y SOMERTON, I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91.
- REID, A. B., EBBING, J., y WEBB, S. J. 2014. Avoidable Euler Errors—the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 62(5), 1162-1168.
- REILLY, C., NICOL, A., y WALSH, J. 2017. Importance of pre-existing fault size for the evolution of an inverted fault system. *Geological Society, London, Special Publications*, 439(1), 447-463.
- REINERS, P. W., SPELL, T. L., NICOLESCU, S., y ZANETTI, K. A. 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Geochimica et cosmochimica acta*, 68(8), 1857-1887.
- REINERS, P. W. 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 58(1), 151-179.
- REINERS, P. W., y BRANDON, M. T. 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 419-466.
- REINERS, P. W. 2007. Thermochronologic approaches to paleotopography. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 66(1), 243-267.
- REINERS, P. W., CARLSON, R. W., RENNE, P. R., COOPER, K. M., GRANGER, D. E., MCLEAN, N. M., y SCHOENE, B. 2017. *Geochronology and thermochronology*. John Wiley & Sons.
- REINOSO, M. 1994. Geología del extremo norte del anticlinal Cerro Rajado y su extensión en el subsuelo del bolsón del Pagancillo. Provincia de San Juan y La Rioja. Trabajo Final de Licenciatura en Geología. Universidad Nacional de Buenos Aires. 120 p.
- RESTALLACK, G. J. 2001. Cenozoic expansion of grasslands and climatic cooling. *The Journal of Geology*, 109(4), 407-426.
- REYNOLDS, J.H. 1987. Chronology of Neogene tectonics in western Argentina (27° 33°S) based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Hanover, NH, Dartmouth College, PhD. Thesis, 1- 353.
- REYNOLDS, J. H., JORDAN, T. E., y JOHNSON, N. M. 1987. Cronología neogénica y velocidad de sedimentación en la cuenca de La Troya, La Rioja. In *Congreso geológico argentino*. 10 (pp. 109-112).
- RIBA, O. 1976. Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15(3), 213-233.
- RIEL, N., JAILLARD, E., MARTELAT, J. E., GUILLOT, S., y BRAUN, J. 2018. Permian-Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin. *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 78-86.
- RILEY, P., GORDON, C., SIMO, J. A., TIKOFF, B., y SOUSSI, M. 2011. Structure of the Alima and associated anticlines in the foreland basin of the southern Atlas Mountains, Tunisia. *Lithosphere*, 3(1), 76-91.
- RING, U., BRANDON, M. T., WILLETT, S. D., y LISTER, G. S. 1999. Exhumation processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 154(1), 1-27.
- ROCCA, J.A.; ORTÍZ, A.; ZAMBRANO, J.; TABALLIONE, C.; TOGORES, E.; ROBLES, J.O.; VICTORA, J.A.; PELEGRINO, J.; SALVIOLI, G.; BOSCH, E.; MARTINIS, N.; CORIA, E.; LONH, P.; GARCIA PERÓN; FERRES, C.; ÁLVAREZ, A.;

- FRONTERA, H.; ABERASTAIN, S.; TORO, M.A. y NALLY, J. 1975. Investigación del agua subterránea en el Valle Antinaco-Los Colorados, Provincia de La Rioja. Publicación N° P-067. INA CRAS. Secretaría de Estado de Recursos Naturales y Ambiente Humano, Subsecretaría de Recursos Hídricos. pp. 350.
- RODRÍGUEZ, M. P., CHARRIER, R., BRICHAU, S., CARRETIER, S., FARIÁS, M., DE PARSEVAL, P., y KETCHAM, R. A. 2018. Latitudinal and longitudinal patterns of exhumation in the Andes of north-central Chile. *Tectonics*, 37(9), 2863-2886.
- RODRIGUEZ PICEDA, C., SCHECK WENDEROTH, M., GOMEZ DACAL, M. L., BOTT, J., PREZZI, C. B., y STRECKER, M. R. 2021. Lithospheric density structure of the southern Central Andes constrained by 3D data-integrative gravity modelling. *International Journal of Earth Sciences*, 110(7), 2333-2359.
- ROEST, W. R., VERHOEF, J., y PILKINGTON, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1), 116-125.
- ROGER, M., DE LEEUW, A., VAN DER BEEK, P., HUSSON, L., SOBEL, E. R., GLODNY, J., y BERNET, M. 2022. Construction of the Ukrainian Carpathian Wedge from low-temperature thermochronology and tectono-stratigraphic analysis. *EGU sphere*, 1-44.
- ROGERS R., ARCUCCI, A., ABDALA, F., SERENO, P, FORSTER, C.A. y MAY, C.L. 2001. Paleoenvironment and Taphonomy of the Chañares Formation Tetrapod Assemblage (Middle Triassic), Northwestern Argentina: Spectacular Preservation in Volcanogenic Concretions, *PALAIOS*, 16: 461-481.
- ROMER, A. y J. JENSEN. 1966. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna. Sketch of the geology of the Río Chañares-Río Gualo Region. *Massachusetts Museum, Zoological Breviora*, 225: 1-20.1-14.
- RONDA, G., GHIGLIONE, M. C., MARTINOD, J., BARBERÓN, V., RAMOS, M. E., COUTAND, I., ... y KISLITSYN, R. 2022. Early Cretaceous to Cenozoic growth of the Patagonian Andes as revealed by low-temperature thermochronology. *Tectonics*, 41(10), e2021TC007113.
- ROSELLO, E. A., MOZETIC, M. E., COBBOLD, P. R., DEURREIZTTIETA, M., y GAPAIS, D. 1996. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina. *Actas II*, 187-194.
- ROSELLO, E.A., MOZETIC, M.E., COBBOLD, P.R., y LÓPEZ-GAMUNDÍ, O.R. 1997. El Bolsón Pagancillo (La Rioja, Argentina), una fosa tectónica constrictiva en un ambiente subandino y su relación con el lineamiento de Valle Fértil. Sexto Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera de Cuencas Subandinas, Memorias 1: 32-45. Bogotá, Colombia.
- ROSSELLO, E. A., LIMARINO, C. O., ORTIZ, A., y HERNÁNDEZ, N. 2005. Cuencas de los bolsones de San Juan y La Rioja. *Frontera Exploratoria de la Argentina*, 147-173.
- ROSSELLO, E. A., y GALLARDO, A. H. 2022. The Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) and Nevado de Famatina (Argentina): The effects of tectonic syntaxis on the topography of the Andes. *Journal of Structural Geology*, 160, 104618.
- RUIZ, F. 1998. *Estudio de la geometría, génesis y evolución de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, a partir de datos de gravedad y magnetismo. Provincias de San Juan y La Rioja, Argentina* (Doctoral dissertation, Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Rosario).
- RUIZ, F. e INTROCASO, A. 1999a. Resultados magnetométricos en la cuenca Ischigualasto-Villa Unión (provincias de San Juan y La Rioja): una interpretación tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(4), 353-360.
- RUIZ, F., e INTROCASO, A. 1999b. Un modelo gravimétrico 3D de la profunda cuenca sedimentaria de Ischigualasto-Villa Unión (San Juan y La Rioja)-Argentina. *Revista Brasileira de Geofísica*, 17, 3-11.
- RUIZ, F., LUNA, E., VARGAS, D., GIMENEZ, M., y MARTINEZ, P. 2011. Importancia del ajuste y nivelación de datos aeromagnéticos a partir de magnetometría terrestre. In Congreso Geológico Argentino. Neuquén. Actas (pp. 1198-1199).
- SAAL, A. 1988. Los granitoides de la Sierra de Paganzo, La Rioja, Argentina. *S'Congr. Geol. Chileno*, 3, 11-115.
- SALFITY, J. A., y GORUSTOVICH, S. A. 1983. Paleogeografía de la cuenca del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(3-4), 437-453.
- SALVÓ BERNÁRDEZ, C. S., LIMARINO, C. O., MARENSSI, S. A., y CICCIOI, P. L. 2023. Short note. A new U-PB age for the Talampaya Formation: Stratigraphic and paleoclimatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 104492.
- SANTI MALNIS, P., KENT, D. V., COLOMBI, C. E., y GEUNA, S. E. 2011. Quebrada de la Sal magnetostratigraphic section, Los Colorados Formación, Upper Triassic Ischigualasto-Villa Unión basin, Argentina.
- SANTI MALNIS, P., COLOMBI, C. E., ROTHIS, L. M., y ALCOBER, O. 2020. Fluvial architecture and paleoenvironmental evolution of the Los Colorados Formation (Norian): Postrift stage of the Ischigualasto–Villa Unión Basin, NW Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 90(10), 1436-1462.

- SATO, A. M., LLAMBÍAS, E. J., BASEI, M. A., y CASTRO, C. E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 48-69.
- SAYAGO, J. M. 1982. Las unidades geomorfológicas como base para la evaluación integrada del paisaje natural. *Acta Geológica Lilloana*, 169-180.
- SCHEEL REY, S., PLANKE, S., SYMONDS, P. A., y FALEIDE, J. I. 2008. Seismic volcanostratigraphy of the Gascoyne margin, Western Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 172(1-2), 112-131.
- SCHENCMAN, L.J., COLOMBI, C., SANTI-MALNIS, P. y LIMARINO, C.O. 2015. Diagénesis y Procedencia de la Formación Los Colorados (Noriano), Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, Noroeste de Argentina. 2015. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72 (2): 219-234.
- SCHEIBER-ENSLIN, S. E., WEBB, S. J., y EBBING, J. 2014. Geophysically plumbing the main Karoo basin, South Africa. *South African Journal of Geology*, 117(2), 275-300.
- SCHEIBER-ENSLIN, S., MANZI, M., y WEBB, S. 2018. Making Old Data Almost New: Procedures for Identifying and Correcting Problems in Legacy Seismic Data. In *80th EAGE Conference and Exhibition 2018* (Vol. 2018, No. 1, pp. 1-5). EAGE Publications BV.
- SCHLISCHE, R. W., ANDERS, M. H., y BERATAN, K. K. 1996. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *Special Papers-Geological Society Of America*, 183-203.
- SCHMIDT, C. J., ASTINI, R. A., COSTA, C. H., GARDINI, C. E., y KRAEMER, P. E. 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation, and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina.
- SCHOENBOHM, L. M., WHIPPLE, K. X., BURCHFIEL, B. C., y CHEN, L. 2004. Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 116(7-8), 895-909.
- SDROLIAS, M., y MÜLLER, R. D. 2006. Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4).
- SHAW, J. H., BILOTTI, F., y BRENNAN, P. A. 1999. Patterns of imbricate thrusting. *Geological Society of America Bulletin*, 111(8), 1140-1154.
- SHAW, J.H., CONNORS, C. y SUPPE, J. 2005. Seismic interpretation of contractional fault related folds: an AAPG seismic atlas. *AAPG Stud. Geol.* 53.
- SHERIFF, R. E. 1980. Nomogram for Fresnel-zone calculation. *Geophysics*, 45(5), 968-972.
- SHINN, Y. J. 2015. Geological structures and controls on half-graben inversion in the western Gunsan Basin, Yellow Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 68, 480-491.
- SHUSTER, D. L., FLOWERS, R. M., y FARLEY, K. A. 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 148-161.
- SIAME, L. L., BELLIER, O., SÉBRIER, M., y ARAUJO, M. 2005. Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the Andean foreland of western Argentina (28 S–33 S). *Tectonics*, 24(5).
- SIBSON, R. H. 1995. Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action. *Geological Society, London, Special Publications*, 88(1), 3-19.
- SILVER, P. G., M. RUSSO, R., y LITHGOW-BERTELLONI, C. 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science*, 279(5347), 60-63.
- SIRAVO, G., FELLIN, M. G., FACCENNA, C., BAYONA, G., LUCCI, F., MOLIN, P., y MADEN, C. 2018. Constraints on the Cenozoic deformation of the northern Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics*, 37(11), 4311-4337.
- SMITH, G. A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97(1), 1-10.
- SMITH, D. G., y SMITH, N. D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems; examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Research*, 50(1), 157-164.
- SOBEL, E. R., y STRECKER, M. R. 2003. Uplift, exhumation and precipitation: tectonic and climatic control of Late Cenozoic landscape evolution in the northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Basin Research*, 15(4), 431-451.
- SOLOVIEV, A.V., GARVER, J.I. y SHAPIRO, M.N. 2001. Fission-track dating of detrital zircon from sandstone of the Lesnaya Group, northern Kamchatka. *Stratigraphy and Geological Correlation* 9:293-303.
- SOMMER, C. A., BARRETO, C. J. S., LAFON, J. M., LIMA, E. F. D., ALEXANDRE, F. M., CHEMALE Jr, F. y KOESTER, E. 2018. Pb isotope geochemistry and reappraisal of Sr-Nd isotopes of the Cerro Morado basic magmatism (Ischigualasto-Villa Union Triassic basin, NW Argentina): Implications for the mantle sources. *Brazilian Journal of Geology*, 48(1), 115-126.

- SOMOZA, R., y GHIDELLA, M. E. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152-163.
- SONG, G., WANG, M., JIANG, D., CHEN, Z., YAN, B., y FENG, W. 2021. Along-strike structural linkage and interaction in an active thrust fault system: A case study from the western Sichuan foreland basin, China. *Basin Research*, 33(1), 210-226.
- SOSIC, M. 1971. Descripción hidrogeológica del Valle de Antinaco-Los Colorados, prov. de La Rioja. Buenos Aires. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 123. Pp. 51.
- SPALLETTI, L. A. 1997. Cuencas triásicas del Oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica*, 32.
- SPALLETTI, L. A., ARTABE, A. E., MOREL, E. M., y BREA, M. 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico Argentino. *Ameghiniana*, 36(4), 419-451.
- SPALLETTI, L. A. 2001. Controles sobre la interacción fluvial-lacustre en un rift triásico del oeste argentino. *Geotemas (Madrid)*, (3), 99-102.
- SPALLETTI, L. A., LIMARINO, C. O., COLOMBO, F., CICCIOLO, P. L., y COLOMBI, C. E. 2023. Sandstone petrofacies, deformational events and the dynamic of the Valle Fértil Lineament during the late Paleozoic (Paganzo Basin, northwestern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 121, 104106.
- SPEAR, F. S. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America Monograph*, 799 pp.
- SPECTOR, A., y GRANT, F. S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- SPIKINGS, R., REITSMA, M. J., BOEKHOUT, F., MIŠKOVIĆ, A., ULIANOV, A., CHIARADIA, M., GERDES, A. y SCHALTEGGER, U. 2016. Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, 35, 124-143.
- SPOHN, T., y SCHUBERT, G. 1982. Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation of continental rifting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B6), 4669-4681.
- STELZNER, A. 1873. Comunicaciones sobre la geología y minería de la República Argentina. *Anales de Agricultura de la República Argentina*. Págs. 123-133, 142/3, 154/5, 184/5, 195.
- STEVENS, A. L. 2017. Cenozoic Evolution of the Sierras Pampeanas Tectonomorphic Zone Between 27.5° S and 30.5° S, Argentina.
- STEVENS GODDARD, A. L., y CARRAPA, B. 2018. Using basin thermal history to evaluate the role of Miocene–Pliocene flat-slab subduction in the southern Central Andes (27° S–30° S). *Basin Research*, 30(3), 564-585.
- STEVENS GODDARD, A. L., LARROVERE, M. A., CARRAPA, B., ACIAR, R. H., y ALVARADO, P. 2018. Reconstructing the thermal and exhumation history of the Sierras Pampeanas through low-temperature thermochronology: A case study from the Sierra de Velasco. *GSA Bulletin*, 130(11-12), 1842-1858.
- STEVENS GODDARD, A. L., CARRAPA, B., y ACIAR, R. H. 2020. Recognizing drainage reorganization in the stratigraphic record of the Neogene foreland basin of the Central Andes. *Sedimentary geology*, 405, 105704.
- STIPANICIC, P.N. y BONAPARTE, J.F. 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión. En: A.F. Leanza (ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba) 1:523-575.
- STIPANICIC, P.N. y BONAPARTE, J.F. 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan). En J. C. Turner, *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*: 523-575. Córdoba: Academia Nacional de Ciencias.
- STOCKLI, D. F., FARLEY, K. A., y DUMITRU, T. A. 2000. Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology*, 28(11), 983-986.
- STRECKER, M. R. 1987. *Late Cenozoic landscape development, the Santa María Valley, Northwest Argentina*. Unpubl. Ph.D dissertation, Cornell University, Ithaca N.Y., 262 pp.
- STÜWE, K., WHITE, L., y BROWN, R. 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 124(1-4), 63-74.
- SUÁREZ-RUIZ, I., FLORES, D., MENDONÇA FILHO, J. G., y HACKLEY, P. C. 2012. Review and update of the applications of organic petrology: Part 1, geological applications. *International Journal of Coal Geology*, 99, 54-112.
- SUMMERFIELD, M. A., y BROWN, R. W. 1998. Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data. In *Advances in Fission-Track Geochronology: A selection of papers presented at the International Workshop on Fission-Track Dating, Ghent, Belgium, 1996* (pp. 269-284). Dordrecht: Springer Netherlands.
- SUPPE, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of science*, 283(7), 684-721.
- SUPPE, J. y MEDWEDEFF, D. A. 1984. Fault-propagation folding. In *Geological Society of America Abstracts with Programs* (Vol. 16, p. 670).

- SUPPE, J., y MEDWEDEFF, D. A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 83(3), 409-454.
- SUPPE, J., CHOU, G. T., y HOOK, S. C. 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. *Thrust tectonics*, 105-121.
- SURIANO, J., MARDONEZ, D., MAHONEY, J. B., MESCUIA, J. F., GIAMBIAGI, L. B., KIMBROUGH, D., y LOSSADA, A. 2017. Uplift sequence of the Andes at 30 S: Insights from sedimentology and U/Pb dating of synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences*, 75, 11-34.
- SYLVESTER, A. G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1666-1703.
- TABBUTT, K. W. 1987. Fission track chronology of foreland basins in the eastern andes: magmatic and tectonic implications: Unpublished. Masteris Thesis, Dartmouth College, Hanover, NH, 100pp.
- TABBUTT, K., NAESER, C.W., JORDAN, T.E., y CERVENY, P.F. 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas Mio-Pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. *Actas del 10º Congreso Geológico Argentino*. Tomo 4: 222-224.
- TABBUTT, K. W., C.W. NAESER, T.E. JORDAN y P.F. CERVENY. 1989. New fission-track ages of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 408-419.
- TABBUTT, K. D. 1990. Temporal constraints on the tectonic evolution of Sierra de Famatina, northwestern Argentina, using the fission-track method to date tuffs interbedded in synorogenic clastic sedimentary strata. *The Journal of Geology*, 98(4), 557-566.
- TABOR, N. J., MONTAÑEZ, I. P., KELSO, K. A., CURRIE, B., SHIPMAN, T. y COLOMBI, C. 2006. A Late Triassic soil catena: Landscape and climate controls on paleosol morphology and chemistry across the Carnian-age Ischigualasto–Villa Union basin, northwestern Argentina.
- TALWANI, M., WORZEL, J. L., y LANDISMAN, M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of geophysical research*, 64(1), 49-59.
- TASSARA, A., GÖTZE, H. J., SCHMIDT, S., y HACKNEY, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- TASSARA, A., y ECHAURREN, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. *Geophysical Journal International*, 189(1), 161-168.
- TAVANI, S., GRANADO, P., CORRADETTI, A., SEERS, T., CASAS, J. M., y MUÑOZ, J. A. 2020. Transverse jointing in foreland fold-and-thrust belts: a remote sensing analysis in the eastern Pyrenees. *Solid Earth*, 11(5), 1643-1651.
- TEDESCO, A., CICCIOLO, P., SURIANO, J., y LIMARINO, C. O. 2010. Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province): an example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments. *Geologica acta*, 8(4), 0463-482.
- TEDESCO, A.M., LIMARINO, C.O., TRIPALDI, A. y SURIANO, J. 2013. Dinámica de la acumulación sedimentaria de los depósitos de cima de cuña (wedge top deposits) de la Formación El Corral, provincia de La Rioja, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30(3): 778 552-568.
- TEDESCO, J., CAGLIARI, J., DOS REIS COITINHO, J., DA CUNHA LOPES, R., y LAVINA, E. L. C. 2016. Late Paleozoic paleofjord in the southernmost Parana Basin (Brazil): Geomorphology and sedimentary fill. *Geomorphology*, 269, 203-214.
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., y SHERIFF, R. E. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- THOLT, A. 2018. Metamorphic evolution of the Sierra de Maz: implications for the timing of terrane accretion on the western margin of Gondwana.
- THOMAS, W. A., y ASTINI, R. A. 2003. Ordovician accretion of the Argentine Precordillera terrane to Gondwana: a review. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 67-79.
- THOMPSON, R. y MITCHELL, J. G. 1972. Palaeomagnetic and radiometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in South America. *Geophysical Journal International*, 27(2), 207-214.
- THOMPSON, D. T. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47(1), 31-37.
- THURSTON, J. B., y SMITH, R. S. 1997. Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, and susceptibility contrast using the SPI (TM) method. *Geophysics*, 62(3), 807-813.
- TIBALDI, A. M., CRISTOFOLINI, E. A., OTAMENDI, J. E., BALIANI, I., y GAIDO, G. 2012. Estructura interna de las migmatitas de la porción norte de la sierra de Valle Fértil, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(2), 252-262.

- TIBALDI, A. M., OTAMENDI, J. E., CRISTOFOLINI, E. A., BALIANI, I., WALKER JR, B. A., y BERGANTZ, G. W. 2013. Reconstruction of the Early Ordovician Famatinian arc through thermobarometry in lower and middle crustal exposures, Sierra de Valle Fértil, Argentina. *Tectonophysics*, 589, 151-166.
- TISSOT, B. P. y WELTE, D. H. 1984. Petroleum formation and occurrence. 699 p. Stringer Verlag.
- TURNER, J. C. M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 42, 77-126.
- TURNER, J. C. M. 1964. Descripción geológica de la hoja 15c Vinchina. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 100: 1-92 pp
- TURNER, J. C. 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d, Famatina (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires. Boletín 126, 106 págs. Buenos Aires.
- TURNER, J. P., y WILLIAMS, G. A. 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews*, 65(3-4), 277-304.
- TRIPALDI, A. y LIMARINO, C.O. 2000. Depósitos de dunas ascendentes en la Sierra de Los Tarjados, provincia de La Rioja, Argentina. *Geogaceta* (28) 141-144.
- TWISS, R.J., y MOORES, E.M. 2007. Structural Geology, Second Edition (Vol. 532). WH Freeman; Company. New York.
- ULIANA, M. A., y BIDDLE, K. T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de geociencias*, 18(2), 172-190.
- ULIANA, M. A., BIDDLE, K. T., y CERDAN, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins: chapter 39: analogs.
- VALENCIO, D.A., MENDÍA, J. y VILAS, J.F. 1975. Palaeomagnetism and K-Ar ages of Triassic igneous rocks from the Ischigualasto- Ischichuca basin and Puesto Viejo formation, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 26 (3): 319-330.
- VALDEZ BUSO, V., MILANA, J. P., y KNELLER, B. 2015. Megadeslizamientos gravitacionales de la Formación Guandacol en Cerro Bola y Sierra de Maz y su relación con la glaciación del Paleozoico Tardío, La Rioja, Argentina. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 22(2), 109-133.
- VALDEZ BUSO, V., MILANA, J. P., DI PASQUO, M., PAIM, P. S. G., PHILIPP, R. P., AQUINO, C. D., ... y KNELLER, B. 2020. Timing of the Late Palaeozoic glaciation in western Gondwana: New ages and correlations from Paganzo and Paraná basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 544, 109624.
- VALDEZ BUSO, V., MILANA J. P., DI PASQUO, M. y ABURTO, J. E. 2021. The glacial paleovalley of Vichigasta: Paleogeomorphological and sedimentological evidence for a large continental ice-sheet for the mid-Carboniferous over central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103066.
- VAN DER BEEK, P., ROBERT, X., MUGNIER, J. L., BERNET, M., HUYGHE, P., y LABRIN, E. 2006. Late Miocene–Recent exhumation of the central Himalaya and recycling in the foreland basin assessed by apatite fission-track thermochronology of Siwalik sediments, Nepal. *Basin Research*, 18(4), 413-434.
- VAN DER MEIJDE, M., JULIÀ, J., y ASSUMPÇÃO, M. 2013. Gravity derived moho for south america. *Tectonophysics*, 609, 456-467.
- VEEKEN, P. C., 2013. Seismic stratigraphy and depositional facies models. Academic Press.
- VEEVERS, J. T., y POWELL, C. M. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 98(4), 475-487.
- VENARDINI, A., SÁNCHEZ, G., ALVARADO, P., BILBAO, I., y AMMIRATI, J. B. 2016. Nuevas determinaciones de velocidades de ondas P y ondas S para la corteza sísmica del terreno Cuyania en el retroarco andino. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(1), 59-71.
- VERALL, P. 1982. Structural interpretation with applications to North Sea problems. Course Notes No. 3. JAPEC.
- VERMEESCH, P. 2009. RadialPlotter: A Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, 44(4), 409-410.
- VICENTE, J., SPAGNOTTO, S. L., y DÁVILA, F. M. 2022. Crustal focal mechanisms in the NW sierras de cordoba, and connections with mio-pleiocene basement thrusting of the easternmost Sierras Pampeanas, south-Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 120, 104074.
- VILLAR FABRE, J.F., GONZALEZ, R.R., TOSELLI, A.J. 1973. Los lamprófiros intrusivos en el granito de la Cuesta de Miranda (La Rioja). *Actas Geológicas Lilloanas*, Vol. 12, No. 3, p. 23-60.
- VON HUENE, R., CORVALÁN, J., FLUEH, E. R., HINZ, K., KORSTGARD, J., RANERO, C. R., y WEINREBE, W. 1997. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaiso, Chile. *Tectonics*, 16(3), 474-488.

- VON HAGKE, C., y MALZ, A. 2018. Triangle zones—Geometry, kinematics, mechanics, and the need for appreciation of uncertainties. *Earth-Science Reviews*, 177, 24-42.
- VUJOVICH, G. I., PORCHER, C. C., CHERNICOFF, C. J., FERNANDES, L. A., y PÉREZ, D. J. 2005. Extremo norte del basamento del terreno Cuyania: nuevos aportes multidisciplinarios para su identificación. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial*, 8, 15-38.
- WAGNER, G. A., y REIMER, G. M. 1972. Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(2), 263-268.
- WAGNER, G. A. 1977. Cooling ages derived by apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating; the uplift and cooling history of the Central Alps. *Mem. Inst. Geol. Mineral., Univ. of Padova*, 30, 1-27.
- WAGNER, G. A., y VAN DEN HAUTE, P. 1992. *Fission-Track Dating Method* (pp. 59-94). Springer Netherlands.
- WALCEK, A. A., y HOKE, G. D. 2012. Surface uplift and erosion of the southernmost Argentine Precordillera. *Geomorphology*, 153, 156-168.
- WALSH, J. J., y WATTERSON, J. 1991. Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 56(1), 193-203.
- WAPLES, D. W. 1980. Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. *AAPG bulletin*, 64(6), 916-926.
- WASSMAN, S. 1930. Algunos yacimientos de hierro y de carbón en la provincia de La Rioja, y su valor industrial, por Sven Wassman. 28 p. 28 fotos. 4 croquis plegables. 34cm. Informe inédito dactilografiado. Buenos Aires, 1930. Ministerio de Agricultura. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología.
- WATKINSON, M.P., HART, M.B., y JOSCHI, A. 1977. Cretaceous Tectonostratigraphy and the Development of the Cauvery Basin, Southeast India, *Petrol. Geoscience*. vol. 13, pp. 181–191
- WEIDMANN, C., GIMENEZ, M., KLINGER, F. L., y ALVAREZ, O. 2016. Anomalous values of gravity and magnetism in the western margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 667, 1-15.
- WELLS, S. G., y HARVEY, A. M. 1987. Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geological Society of America Bulletin*, 98(2), 182-198.
- WHIPPLE, K. X. 1997. Open-channel flow of Bingham fluids: applications in debris-flow research. *The Journal of Geology*, 105(2), 243-262.
- WHITE, N. J., JACKSON, J. A., y MCKENZIE, D. P. 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layers in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, 8(8), 897-909.
- WHITE, N., y YIELDING, G. 1991. Calculating normal fault geometries at depth: theory and examples. *Geological Society, London, Special Publications*, 56(1), 251-260.
- WILKERSON, M. S., y DICKEN, C. L. 2001. Quick-look techniques for evaluating two-dimensional cross sections in detached contractional settings. *AAPG bulletin*, 85(10), 1759-1770.
- WINOCUR, D. A., LITVAK, V. D., y RAMOS, V. A. 2015. Magmatic and tectonic evolution of the Oligocene Valle del Cura basin, main Andes of Argentina and Chile: evidence for generalized extension. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 109-130.
- WITHJACK, M. O., y JAMISON, W. R. 1986. Deformation produced by oblique rifting. *Tectonophysics*, 126(2-4), 99-124.
- WITHJACK, M. O., SCHLISCHE, R. W., y OLSEN, P. E. 2002. Rift-basin structure and its influence on sedimentary systems.
- WITHJACK, M. O., BAUM, M. S., y SCHLISCHE, R. W. 2010. Influence of preexisting fault fabric on inversion-related deformation: A case study of the inverted Fundy rift basin, southeastern Canada. *Tectonics*, 29(6).
- WOLF, R. A., FARLEY, K. A., y KASS, D. M. 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology*, 148(1-2), 105-114.
- WOLFE, F. D., SHAW, J. H., ASTORGA, G., y ALEGRIA, F. 2022. Structural styles of imbricate systems involving multiple detachments: An example from the Subandean fold-thrust belt, southern Bolivia. *Journal of Structural Geology*, 165, 104742.
- WON, I. J., y BEVIS, M. 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52(2), 232-238.
- WOODWARD, N. B., BOYER, S. E., y SUPPE, J. 1989. Balanced geological cross-sections. *Short Course in Geology*, 6, 132.
- YÁÑEZ, G. A., RANERO, C. R., VON HUENE, R., y DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6325-6345.

- YAGUPSKY, D. L., CRISTALLINI, E. O., FANTÍN, J., VALCARCE, G. Z., BOTTESI, G., y VARADÉ, R. 2008. Oblique half-graben inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina: New insights from analogue models. *Journal of Structural Geology*, 30(7), 839-853.
- YAMADA, Y., y MCCLAY, K. 2004. 3-D analog modeling of inversion thrust structures.
- YÁÑEZ, G. A., RANERO, C. R., VON HUENE, R., y DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6325-6345.
- YILMAZ, Ö. 2001. *Seismic data analysis* (Vol. 1, p. 1809). Tulsa: Society of exploration geophysicists.
- YEATS, R. S., SIEH, K., SIEH, K. E., y ALLEN, C. R. 1997. *The geology of earthquakes*. Oxford University Press, USA.
- YONKEE, A., y WEIL, A. B. 2017. Structural evolution of an en echelon fold system within the Laramide foreland, central Wyoming: From early layer-parallel shortening to fault propagation and fold linkage. *Lithosphere*, 9(5), 828-850.
- YRIGOYEN, M. y STOVER, L.W. 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. Act. IV Jorn. Geol. Arg., Mendoza 1969. II. Buenos Aires.
- YRIGOYEN, M. 1975. La edad cretácica del Grupo El Gigante (San Luis) y su relación con cuencas circunvecinas. 1° Congreso Geológico Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 2: 9-56, Tucumán.
- ZAPATA, T. R., y ALLMENDINGER, R. W. 1996. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. *Tectonics*, 15(5), 1065-1083.
- ZEHNDER, A. T., y ALLMENDINGER, R. W. 2000. Velocity field for the trishear model. *Journal of Structural Geology*, 22(8), 1009-1014.
- ZERFASS, H., CHEMALE JR, F., SCHULTZ, C. L. y LAVINA, E. 2004. Tectonics and sedimentation in southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, 166 (3-4): 265-292.
- ZIEGLER, P. A., y CLOETINGH, S. 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews*, 64(1-2), 1-50.