



CARACTERIZACIÓN

ESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRUCTURAL

DEL SISTEMA DE BAJOS

NEÓGENOS DE GASTRE

PROVINCIAS DEL RÍO NEGRO Y DEL CHUBUT

TESIS DOCTORAL 2012
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



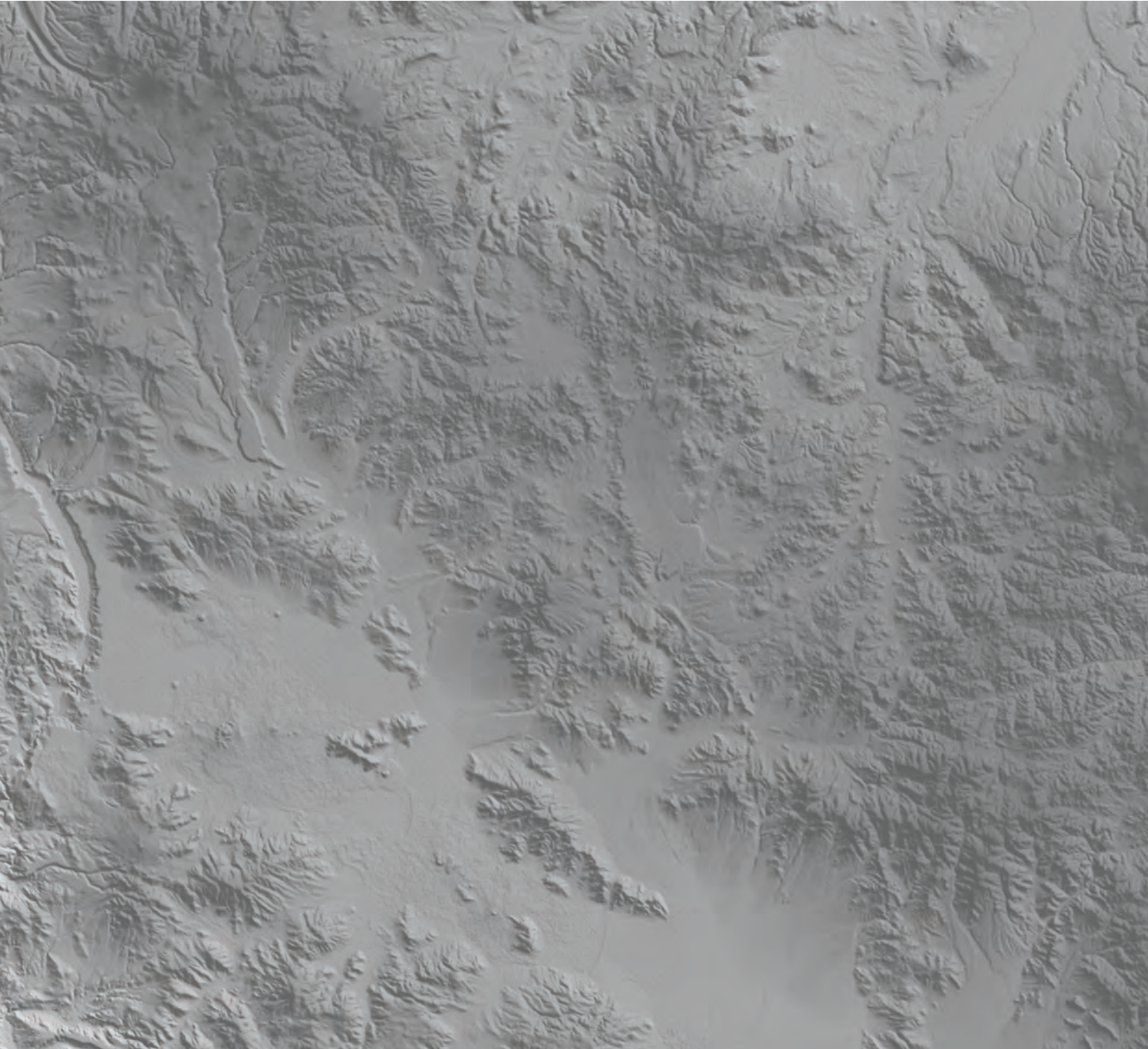
FACULTAD
DE
CIENCIAS
NATURALES
Y MUSEO

C I G
CONICET
U N L P

Licenciado: Andrés Bilmes

Directores: Dr. Juan R. Franzese
Dr. Gonzalo D. Veiga

Jurado: Dr. Luis A. Spalletti (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Víctor A. Ramos (Universidad Nacional de Buenos Aires)
Dr. Daniel Ariztegui (Université de Genève)



CARACTERIZACIÓN

ESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRUCTURAL

DEL SISTEMA DE BAJOS

NEÓGENOS DE GASTRE

PROVINCIAS DEL RÍO NEGRO Y DEL CHUBUT

TESIS DOCTORAL 2012
UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA



FACULTAD
DE
CIENCIAS
NATURALES
Y MUSEO

C I G
CONICET
U N L P

Licenciado: Andrés Bilmes

Directores: Dr. Juan R. Franzese
Dr. Gonzalo D. Veiga

Jurado: Dr. Luis A. Spalletti (Universidad Nacional de La Plata)
Dr. Víctor A. Ramos (Universidad Nacional de Buenos Aires)
Dr. Daniel Ariztegui (Université de Genève)

Bilmes, Andrés

Caracterización estratigráfica, sedimentológica y estructural del sistema de bajos neógenos de Gastre, provincias de Río Negro y de Chubut. - 1a ed. - La Plata : Universidad Nacional de La Plata, 2013.

E-Book.

ISBN 978-950-34-0840-7

1. Geología. 2. Estratigrafía. 3. Tesis. I. Título
CDD 551

Fecha de catalogación: 18/04/2012

A mi familia y amigos,

a Pili y a Guada

Índice

Agradecimientos.....	I
Resumen.....	III
<i>Abstract</i>	VI
CAPITULO 1-INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 OBJETIVOS.....	4
CAPITULO 2-UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO DEL BAJO DE GASTRE.....	6
2.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES	6
2.2 MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	9
2.2.1 Morfoestructura - Rasgos Estructurales	11
2.2.2 Estratigrafía de la Zona de Estudio.....	13
CAPITULO 3- METODOLOGÍA.....	20
3.1. TAREAS DE CAMPO.....	20
3.1.1. Mapeo Geológico.....	20
3.1.2. Levantamiento de perfiles estratigráficos y sedimentológicos de los depósitos neógenos.....	22
3.1.3. Caracterización de Depósitos Cuaternarios.....	23
a) Mapeo geomorfológico-estaciones de control de superficies.....	23
b) Análisis textural y composicional de superficies.....	25
c) Perfiles verticales.....	25
3.1.4. Registro de imágenes de pozo.....	25
3.1.5. Muestreo geocronológico.....	29
3.2 TAREAS DE GABINETE.....	29
3.2.1 Centralización de la información.....	29
3.2.2. Análisis morfométrico -análisis del drenaje.....	31
3.2.3 Confección de un mapa geológico base-construcción de un mapa geológico.....	31
3.2.4 Análisis de actividad neotectónica- índices Geomorfológicos.....	32

3.2.5 Construcción de un modelo en 3 dimensiones del techo de la Formación Collón Curá	32
3.2.6 Análisis de Facies Neógenas.....	34
3.2.7. Caracterización de los depósitos cuaternarios.....	34
a) Confección de un mapa geomorfológico base-construcción de un mapa geomofológico.....	34
b) Análisis de Facies.....	36
3.2.8. Construcción de un modelo de evolución de la Cuenca de Gastre.....	36
CAPITULO 4- MORFOGEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE GASTRE.....	37
4.1. INTRODUCCIÓN.....	37
4.2. ANÁLISIS MORFOGEOLÓGICO.....	37
4.3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL.....	44
4.3.1. Sector oeste.....	45
4.3.2 Sector norte – este.....	45
4.3.3 Sector Sur.....	51
4.3.4 Sector Central.....	58
4.4 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA.....	68
4.4.1. Análisis de Asimetría Topográfica.....	68
4.4.2 Sinuosidad del Frente Montañoso (Smf)	73
4.4.3 Índice ancho del piso-alto del valle (Vf)	76
4.4.4. Abanicos Telescópicos y Pedimentos Disectados.....	76
4.4.5. Escarpas de Falla, Escarpas de Falla Degradadas y Controles Pasivos.....	82
4.4.6. Integración de Resultados- Evaluación de Tectónica Cuaternaria.....	82
CAPÍTULO 5- EL RELLENO DE LA CUENCA DE GASTRE.....	86
5.1 DISTRIBUCIÓN DE LAS UNIDADES NEÓGENAS Y CUATERNARIAS EN LA CUENCA DE GASTRE.....	87
5.2 EL RELLENO NEÓGENO.....	89
5.2.1 Unidades Litoestratigráficas.....	89

5.2.2 Análisis de Facies y reconstrucción paleoambiental.....	93
5.2.2.1 Formación La Pava.....	99
<i>Sistema Aluvial de Bajo Gradiente con Desarrollo de Suelos.....</i>	<i>99</i>
5.2.1.2 Formación Collón Curá.....	101
<i>Sistema Lacustre Efímero.....</i>	<i>101</i>
<i>Sistema Lacustre con Deltas Organizados.....</i>	<i>105</i>
<i>Sistema Lacustre Somero con Dominio de Olas.....</i>	<i>108</i>
5.2.1.3 Formación Rio Negro.....	111
<i>Sistema Aluvial Distal.....</i>	<i>111</i>
<i>Sistema Fluvial Entrelazado.....</i>	<i>113</i>
5.3 DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y VOLCÁNICOS CUATERNARIOS.....	116
5.3.1 Unidades Estratigráficas.....	116
5.3.2 Análisis Geomorfológico, Análisis de Facies y Reconstrucción Paleambiental	119
5.3.2.1 Formación Choiquepal.....	123
<i>Sistema de Piedemonte Remanente.....</i>	<i>123</i>
5.3.2.2 Rocas Volcánicas de la Formación Moreniyeu - Cráter.....	128
<i>Campo Volcánico Basáltico.....</i>	<i>128</i>
5.4.1.4 Formación Gastre.....	130
<i>Sistema de Piedemonte.....</i>	<i>131</i>
<i>Piso de Cuenca.....</i>	<i>134</i>
CAPITULO 6 – DISCUSIÓN.....	139
6.1 LA CUENCA DE GASTRE.....	140
6.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE GASTRE.....	146
6.2.1 Etapas en la evolución de la Cuenca de Gastre.....	147
6.2.1.1 ETAPA 1 (Mioceno Temprano tardío-Mioceno Medio) Estructuración regional incipiente asociada con volcanismo explosivo.....	150
6.2.1.2 ETAPA 2 (Mioceno Medio): La estructuración de la Cuenca de Gastre....	151
6.2.1.3 ETAPA 3 (Mioceno Medio): El relleno postdeformacional: grandes lagos bajo influencia volcánica explosiva.....	154

6.2.1.4	ETAPA 4 (Mioceno Medio-Superior-Plioceno?): Cese del volcanismo explosivo y fin de los Grandes Lagos.....	156
6.2.1.5	ETAPA 5 (Pleistoceno Superior - Reciente): Últimas reconfiguraciones hacia la configuración.....	158
6.2.1.6	ETAPA 6 (Pleistoceno Superior - Reciente): El relleno actual de la Cuenca de Gastre.....	162
6.2.2	Controles alocíclicos durante la evolución de la Cuenca de Gastre.....	166
6.3	LA CUENCA DE GASTRE EN EL CONTEXTO DE LOS ANDES NORDPATAGÓNICOS.....	172
	CAPITULO 7 – CONCLUSIONES.....	178
	BIBLIOGRAFÍA.....	181
	ANEXOS	

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis doctoral, si bien constituye un trabajo individual, solo pudo ser posible gracias al apoyo, motivación y aliento de un gran número de personas. ¡Gracias enormes a todos los que de alguna u otra manera lo hicieron posible!

A mis directores y amigos Juan y Gonzalo por estar siempre presentes, por enseñarme a trabajar y a desarrollar una mirada crítica de la geología.

A mis compañeros de campaña por el apoyo incondicional y entusiasmo que me dieron durante las largas jornadas de trabajo. ¡Gracias Lea, Lucho, Marian, Gusti y Cordo!

A María de Encarnación Pérez, Sara Ballent y Amalia Villafañe por el excelente trabajo paleontológico que realizaron, gracias a las tres. Estuve compartiendo uno de tus últimos trabajos Sara, siempre lo tendré presente.

A todos los pobladores del área por su hospitalidad, predisposición y ayuda. Por el sin número de charlas y mates que compartimos.

A todos mis amigos del Centro de Investigaciones Geológicas, ustedes saben bien que buena parte de este proyecto les pertenece. Gracias Lea, Agus, Seba, Mariano, Tincho, Ire, Ernesto y Nico por todas esas discusiones y mates. A Chango Spalletti, Alfredo Benialgo, Daniel Poire, Sergio Matheos, Eduardo Llambías, Claudia Cavarozzi, Pablo García, Ana Sato, Daniel Mártire, Rita Irazabal, Amelia Metetiero, Mercedes Mancino, Oscar Nuñez, Neli García y Mabel García por estar siempre presentes y dispuest@s a ayudar.

A mis compañeros de la cátedra de Fundamentos de Geología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP por los momentos compartidos y por la ayuda que me dieron durante mi etapa de escritura. ¡Gracias!

Al grupo de geólogos del CENPAT por el apoyo que me otorgaron durante mi estadía en Puerto Madryn. Gracias Pablo Bouza, Miguel Haller y Gabriela Massafferro.

Al jurado Luis A. Spalletti, Víctor A. Ramos y Daniel Ariztegui, por su disposición, por el tiempo que dedicaron a la lectura de la tesis y por las sugerencias que permitieron mejorar sustancialmente la calidad de esta tesis doctoral.

A las instituciones públicas y privadas y a las personas que las integran, quienes apoyaron este trabajo con informes inéditos, imágenes y logística de campo. Gracias CENEA, CONAE, SEGEMAR, CIOP, HIDROAR y Minera Argentina. En especial gracias a Álvaro Soldano y Gabriel Platzeck por las gestiones realizadas para el cedido de las imágenes ALOS por parte de la CONAE.

A mi familia y a mis amigos de toda la vida por moldear lo que soy. Gracias a mi familia madrynense por la calidez y compañía que me dieron en estos años. Un verdadero lujo poder utilizar la casa de Ayacucho 88 para el alojamiento de toda la comitiva durante las campañas. ¡Gracias Marta y Jorge! A la flia benvenuta (Pablo, Pato, Juli, Igna, Abues, Raulito y Edu), gracias por todo lo que compartimos. A mis viejos por haber hecho lo que soy, por enseñarme y estimular un pensamiento crítico, gracias por trasmitirme la pasión de vivir y de disfrutar además de los grandes momentos de la vida, las pequeñas cosas de

todos los días. Gracias Ire por todo lo que compartimos estos años, hasta el final de este proyecto, siempre estuviste poniendo todo para ayudarme. ¡Estamos a mano con las rotring's!

Pili gracias por el amor y la polenta que me diste durante todos estos años, por ese apoyo monumental durante la escritura y por la Guada hermosa que vino. ¡Sin ese tereré no llegaba!

Gracias a la Universidad Pública y Gratuita y a todas las personas que luchan y lucharon para que permanezca en este estado.



RESUMEN

La cuenca de Gastre constituye, a más de 500 km al este de la trinchera, una de las depresiones topográficas cenozoicas más extensas del antepaís nordpatagónico. Localizada en el centro-norte de la Provincia de Chubut y centro-sur de la Provincia de Río Negro, se presenta como una depresión endorreica oblicua a la cadena andina limitada por contrastantes y heterogéneos bloques de basamento pre-neógenos. Conforman un bajo topográfico de marcada orientación NW-SE con dimensiones de cerca de 130 km de largo y entre 6 km y 25 km de ancho, bordeado por sierras y montañas de alturas entre 1.200 y 1.800 msnm, que limitan un relleno neógeno-cuaternario.

Las características de su estructuración, su relleno y su historia evolutiva fueron estudiados a través de cuatro líneas de trabajo diferentes, desarrolladas en forma simultánea e integrada: estratigrafía, geología estructural, sedimentología y geomorfología. La adquisición de datos se realizó mediante mapeo geológico y estructural, levantamiento de perfiles estratigráficos y sedimentológicos, adquisición de imágenes de pozo, mapeo geomorfológico, análisis de dataciones radiométricas preexistentes y nuevos estudios de superficies cuaternarias. Las tareas de campo fueron procesadas e integradas junto con la información procedente de análisis morfométricos y de drenaje, de las facies neógenas y cuaternarias y de la construcción de un mapa estructural sobre un nivel clave.

Del análisis morfogeológico y estructural se concluye que los límites de la Cuenca de Gastre aparecen asociados con la generación y la reactivación de fallas inversas y la inversión de fallas normales de cuencas extensionales más antiguas (Cuenca mesozoica de Cañadón Asfalto). Estas estructuras, asociadas a los frentes montañosos que la circunscriben, presentan doble vergencia, con un borde sudoeste con vergencia al NE y un borde noreste con vergencia al SW. Estas relaciones definen, por debajo del área central de la cuenca de Gastre, una geometría similar a una zona triangular donde, subyaciendo a los

depósitos cuaternarios, se localizan depósitos neógenos y, más en profundidad, potentes espesores de secuencias volcano-sedimentarias mesozoicas de la cuenca de Cañadón Asfalto que actuarían como basamento de la cuenca junto con rocas ígneo-metamórficas más antiguas.

El relleno de la cuenca de Gastre se compone de depósitos continentales-volcánicos neógenos y cuaternarios depositados en diferentes ambientes (lagos efímeros, grandes lagos, sistemas aluviales, sistemas fluviales y campos volcánicos). Los depósitos neógenos involucran a las Formaciones La Pava, Collón Curá y Río Negro, localizadas esencialmente en el subsuelo de la cuenca, con escasos afloramientos en las márgenes o en sectores de fuerte incisión fluvial. Los depósitos cuaternarios se disponen cubriendo a los anteriores e integran las Formaciones Choiquepal, Moreniyeu, Cráter y Gastre (*nov. nom.*).

Las relaciones entre la tectónica y la sedimentación, apoyadas con nuevos datos bioestratigráficos y geocronológicos, indican que la estructuración principal habría tenido lugar en un lapso relativamente breve durante el Mioceno Medio, previamente a los $14,86 \pm 0,13$ Ma, sin reactivaciones posteriores. La integración de estos resultados indicarían que la cuenca de Gastre es una cuenca intermontana de tipo bolsón, cuya forma heredada por la estructuración miocena ha sido preservada por la estabilidad tectónica cuaternaria de la región y las condiciones climáticas áridas que predominaron durante el Neógeno y Cuaternario.

La evolución geológica de la cuenca de Gastre fue subdividida en seis etapas, desde su origen hasta su configuración actual, registrando cada una de ellas la influencia de diferentes controles alocíclicos (tectónicos, climáticos, volcánicos y geomórficos). La primera etapa (Etapa 1, Mioceno Temprano tardío-Mioceno Medio) involucra la estructuración regional incipiente del área, asociada con volcanismo explosivo. Le sigue el evento de estructuración principal de la cuenca de Gastre (Etapa 2, Mioceno Medio); y luego un relleno postdeformacional (Etapa 3, Mioceno Medio) caracterizado por el desarrollo de grandes lagos bajo influencia volcánica explosiva. Posteriormente se

produce el cese del volcanismo explosivo y fin de los grandes lagos (Etapa 4, Mioceno Medio-Superior - Plioceno) y se dan lugar a las últimas reconfiguraciones hacia un contexto actual (Etapa 5, Plioceno - Pleistoceno Medio tardío). Finalmente, ya durante las últimas etapas del Cuaternario, tienen y tuvieron lugar los procesos que dan origen al relleno actual de la cuenca de Gastre (Etapa 6, Pleistoceno Medio tardío - Reciente).

Las evidencias aportadas en este trabajo indican que la cuenca de Gastre, representa parte de un sistema de cuencas de antepaís fragmentado *o broken foreland basin*. Esta estructuración, localizada en la misma intraplaca, se desarrolló durante la fase final de la tectónica que dio origen a la deformación neógena de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, adyacente al orógeno al oeste del área de estudio. Su origen se vincula con un período de tectónica contaccional asociado a un segmento de subducción plana, generado por el sobrecorrimiento de la Placa Sudamericana por sobre la Placa de Nazca y/o por la subducción de anomalías de baja densidad en tiempos miocenos.

ABSTRACT

The Gastre Basin is a large Cenozoic topographic depression 130 km long and 6 to 25 km wide, located in the northpatagonian foreland more than 500 km east of the Andean trench. This endorheic basin has NW-SE boundaries, oblique to the N-S Andean orogen that are composed of heterogeneous blocks of pre-neogene units.

The structure, infill and tectono-stratigraphic evolution of the Gastre Basin were analyzed through different approaches: stratigraphy, structural geology, sedimentology and geomorphology. Data acquisition was made through geological, structural and geomorphological mapping, logging of the sedimentological sections and sample collection. Data was integrated with satellite image analysis, drainage and morphometric studies as well as geophysical and geochronological data.

As a result, a contractional intermontane basin model was defined for the Gastre Basin. This basin was originated by block uplift associated with the inversion of previous extensional faults or reverse faults related to the Andean orogeny. A double vergence boundary (similar to a triangle zone) is proposed. The basin was developed overlying a Mesozoic extensional basin (Cañadón Asfalto Basin) and filled by a few hundred meters of Neogene to Quaternary sedimentary rocks and, in a lesser extent, volcanic deposits. The neogene infill comprises the La Pava, Collón Curá and Río Negro Formations, which occur mostly in the subsurface of the basin. The Quaternary units include the Choiquepal, Moreniyeu Formation, Cráter Formation and Gastre Formations (*nov.nom.*). These units represent the record of different sedimentary environments from ephemeral and permanent lakes to fluvial/alluvial systems and associated basaltic lava fields.

Tectonosedimentary analysis associated with new geochronological data suggests that the basin was rapidly created before $14.86 \pm 0,13$ Ma. There is no evidence of later structural reconfiguration of the basin during Pliocene – Quaternary times. At present, the tectonic stability and the climatic (arid) conditions that prevailed in the study area since

the later deformational event, caused that the basin preserves its early configuration related to Miocene structures.

The geological evolution of the basin was subdivided in six stages, from the onset to the present. Each stage was defined by the prevailing external control (tectonic; climatic; volcanic; geomorphic). Stage 1 (Early Miocene – Middle Miocene) represents the onset of the sedimentation associated with explosive volcanism. Stage 2 (Middle Miocene) constitutes the main tectonic episode developed in which the structural framework of the basin occurred. Stage 3 (Middle Miocene) records an abrupt change in climate from arid to wet conditions which caused the development of permanent lakes under the influence of explosive volcanism. Stage 4 (Middle-Upper Miocene - Pliocene) represents the cessation of wet conditions - favorable for the development of the large lakes- and the end of the explosive volcanism that characterized the infill from the Lower Miocene to the Pliocene. Stage 5 (Pliocene - Middle-Late Pleistocene) includes the later evolution evolution of the basin with alluvial/fluvial facies associated with basaltic volcanism. Stage 6 represents the present configuration of the Gastre Basin.

The Gastre Basin is part of a broken foreland basin system developed in the Miocene in the northpatagonian foreland as a late response to the tectonic episode that generated the contractional fold and thrust belt near the Andean Cordillera (Ñirihuau fold and thrust belt). The contractional tectonics was related to the action of a flat slab subduction segment under the northpatagonian foreland in those times.

1.

INTRODUCCIÓN

CAPITULO 1-INTRODUCCIÓN

El antepaís andino, localizado al este de los Andes, es una de las zonas del planeta con mayor acumulación de material sinorogénico asociadas a un margen convergente de subducción continental. Se distribuye a lo largo de más de 8.000 km desde el Mar del Caribe, al norte, hasta la dorsal de Scotia, al sur. Numerosas contribuciones científicas han comprobado que la cadena andina y su antepaís están compuestos por un conjunto de segmentos con diferentes estilos de deformación, actividad magmática y sedimentación, variables en el tiempo y el espacio (Jordan et al., 1983; Kley et al., 1999; Sempere et al., 2008; Ramos y Folguera, 2009). A pesar de su continua evolución desde principios del Mesozoico, el Neógeno representa un lapso particular para la historia del antepaís andino, ya que buena parte de su conformación actual fue modelada durante ese período (Ramos, 2009). A lo largo del Mioceno, Plioceno y Cuaternario se acumularon importantes cantidades de sedimentos clásticos continentales asociados con material volcánico/volcanoclástico proveniente del arco magmático, distribuyéndose en depresiones de la región andina y extraandina. En el segmento que comprende a los Andes Nordpatagónicos (entre los 39° y 43° latitud Sur y los 71° a 68° longitud Oeste) los depósitos neógenos rellenan distintas cubetas de poco espesor, relativamente aisladas entre sí y con orientaciones desde paralelas hasta altamente oblicuas localizadas en la región cordillerana y en buena parte de la región extraandina (Figura 1.1). El relleno y la configuración tectónica general de estas depresiones es conocido por trabajos realizados especialmente en el área cercana al frente andino (Ramos y Cortés, 1984; Diraison et al., 1998; Giacosa y Heredia, 1999; Bechis y Cristallini, 2006; Cobbold et al., 2006; D'Elia et al., 2008; Paredes et al., 2009; Utge et al., 2009; Folguera et al., 2010; García Morabito et al., 2011). Fuera de ese frente, en el sector extrandino de los Andes Nordpatagónicos, los productos sedimentarios, piroclásticos y volcánicos que conforman la estratigrafía del Neógeno se asocian a la presencia de bajos topográficos conocidos desde la segunda mitad

INTRODUCCIÓN: EL BAJO DE GASTRE EN EL ANTEPAÍS NORDPATAGÓNICO

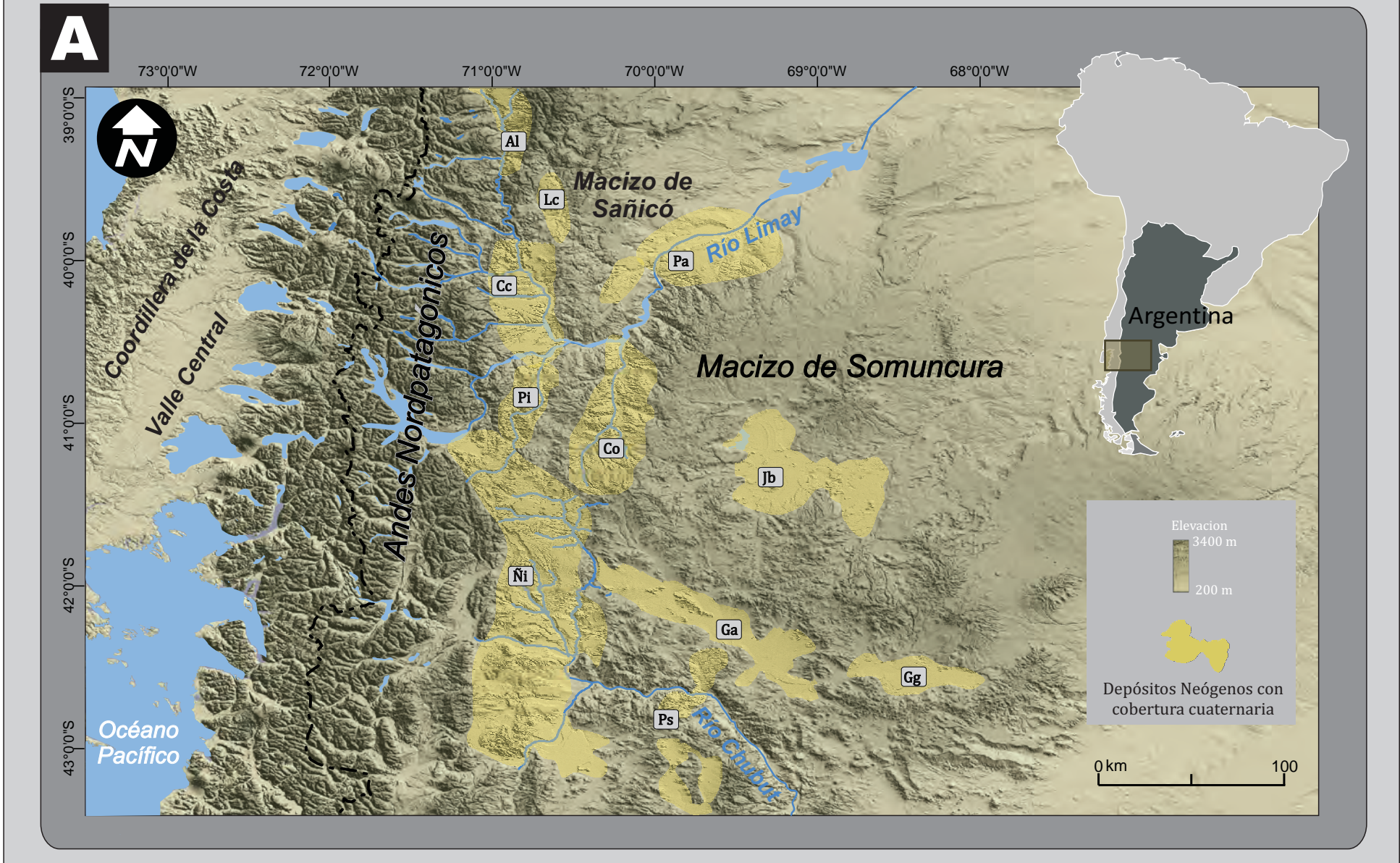


FIGURA 1.1 El Bajo de Gastre en el contexto del Antepaís Nordpatagónico. Localización y distribución de depósitos neógenos con cobertura Cuaternaria en cuencas y bajos. Al: Cuenca de Alumine, Lc: Cuenca de las Coloradas, Cc: Cuenca de Collon Cura, Pa: Bajos intemontanos de Piedra del Águila, Pi: Bajo intemontano Pilcaniyeu, Co: Bajo intemontano Comallo, Jb: Bajo intermontano Jacobacci, Ni: Cuenca de Ñirihuau, Ga: Bajo intermontano de Gastre, Gg: Bajo inetrmontano Gan Gan, Ps: Bajos intermontanos de Paso del Sapo. Localizaciones de afloramientos tomado de (Petersen, 1946; Volkheimer, 1964; Volkheimer, 1965; Volkheimer, 1973b; Nullo, 1978; Proserpio, 1978; Rabassa, 1978; Coira, 1979; Nullo, 1979; Volkheimer, 1981; Ramos y Cortés, 1984; Cazau et al., 1989; Mazzoni y Stura, 1990; Spalletti y Dalla Salda, 1996; Cucchi, 1998; Cucchi, 1999; Ramos, 1999b; Figari, 2005; Ruiz, 2006; Franzese, 2011; García Morabito et al., 2011)

del siglo pasado como “bajos patagónicos sin salida” (Volkheimer, 1972). Estos bajos fueron descritos en numerosos trabajos, tanto desde una perspectiva geomorfológica (Casamiquela, 1969; Dessanti, 1973; Fidalgo, 1973; González Bonorino y Rabassa, 1973; Zambrano, 1973; Dessanti, 1974), como desde una estructural, estratigráfica y paleontológica (Coira et al., 1975; Dalla Salda y Franzese, 1987; González Díaz, 1990; Mazzoni y Benvenuto, 1990; Vucetich et al., 1993; Bertels-Psotka, 2000; Vucetich y Vieytes, 2006; Pérez, 2010). El conocimiento integrado de los depósitos Neógeno-Cuaternarios, los bajos topográficos y su relación con los procesos geológicos de primer orden sigue siendo hoy un objeto de estudio y un interrogante a develar.

La presencia de depósitos neógenos, con secuencias de composición y edad equivalentes a las de origen sinorogénico, dentro de bajos alejados del frente de deformación, sugiere que los depósitos sedimentarios pudieron haber estado controlados por la actividad tectónica, inclusive a cientos de kilómetros del frente orogénico. Esta particularidad ha sido corroborada en otros segmentos de los Andes, donde se observan cuencas neógenas bordeadas por bloques de basamento exhumados en posiciones extraandinas (por ejemplo, las Sierras Pampeanas de Argentina o el Bloque de Marañón en Perú (Barazangi y Isacks, 1979; Pilger, 1981; Jordan et al., 1983; Jordan y Allmendinger, 1986; McNulty y Farber, 2002; Dávila et al., 2004; Siame et al., 2005; Ramos y Folguera, 2009; Folguera y Ramos, 2011).

Dentro del Antepaís Nordpatagónico una de las depresiones más sobresalientes por sus dimensiones y oblicuidad con la cadena andina, es la cuenca de Gastre, localizada en el centro-norte de la Provincia de Chubut y centro-sur de la Provincia de Río Negro (Figura 2.2). Ubicada a más de 500 km de la trinchera, sus límites, claramente definidos por montañas de más de 1800 metros de altura, circunscriben un conjunto de depósitos neógenos y cuaternarios de naturaleza sedimentaria, volcánica y volcanoclástica. Su accesibilidad y su clara definición geomorfológica hacen de esta cuenca un excelente laboratorio natural para analizar las particularidades de estas sucesiones, su significado

tectonoestratigráfico, los mecanismos que dieron origen a la creación del espacio para su acumulación y, finalmente, el rol que juegan los procesos de primer orden en la conformación de cuencas ubicadas lejos de la zona de subducción. Si bien el principal objeto de este estudio es la cuenca de Gastre, cuya generación habría tenido lugar en algún momento entre el Terciario y el Cuaternario (Coira et al., 1975; Regairaz y Suvires, 1984; Dalla Salda y Franzese, 1987), la historia previa de la región, que involucra cinturones magmáticos paleozoico-mesozoicos, estructuración y desarrollo de la cuenca mesozoica de Cañadón Asfalto, ingresiones marinas atlánticas maastrichtianas - danianas y volcanismo paleoceno, deberá estar presente en cada análisis que se realice para dar respuesta a cómo y cuándo se desarrolló, y cómo evolucionó la cuenca de Gastre hasta el presente.

Por otro lado, el origen y evolución de esta depresión reviste suma importancia en el plano económico-social de la región debido a que la ubicación y distribución de reservorios de hidrocarburos, de minerales de primera categoría y de agua subterránea, así como la localización de reservorios nucleares (Proyecto de repositorio nuclear en el área propuesto durante la década del 80 y 90) estaría controlada por los mismos procesos que originaron a la cuenca de Gastre.

1.1 OBJETIVOS

Los objetivos generales de este trabajo son: a) la caracterización tectonoestratigráfica del Bajo de Gastre en el marco de un modelo integrado; b) la identificación de los procesos que originaron y controlaron la evolución de esta cuenca y c) la definición del rol de la misma en el contexto andino de la región. En este marco se han abordado otros objetivos, de carácter más específico, tales como:

- Determinar las características que definen estructuralmente al Bajo de Gastre: la naturaleza tectónica de sus límites; el registro de evidencias de compresión, extensión y transcurrencia; la herencia tectónica de los procesos previos a su formación; la geometría general de la cuenca y sus subdivisiones internas.
- Reconocer en detalle los depósitos que rellenan la cuenca, identificando diferentes unidades estratigráficas, de carácter formal o informal, en el intervalo Neógeno – Cuaternario.
- Realizar una caracterización de los procesos depositacionales que dieron lugar a la acumulación de material dentro del bajo; analizar la dinámica de los procesos sedimentarios y las relaciones entre los sistemas depositacionales volcánicos, volcanoclásticos y sedimentarios.
- Efectuar un modelo evolutivo integrado de la cuenca desde su inicio hasta la actualidad, cotejando los ambientes depositacionales con las observaciones estratigráficas y estructurales.
- Analizar el rol de los controles climáticos, tectónicos, volcánicos y geomorfológicos en los procesos de relleno y preservación de la cuenca.
- Analizar la cuenca de Gastre en relación a otras cuencas del antepaís norpatagónico, en el marco de la evolución de los Andes.

2.

UBICACIÓN
Y MARCO GEOLÓGICO
DEL BAJO DE GASTRE

2. UBICACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO DEL BAJO DE GASTRE

2.1 Características generales

El área de estudio se localiza en el centro-norte de la Provincia de Chubut y centro-sur de la Provincia del Río Negro, entre los meridianos 70°25' y los 68°45' de longitud Oeste y los paralelos 41°50' S y 42° 50' de latitud Sur. (Figura 2.1 y Figura 2.2). En este sector del antepaís nordpatagónico existe una extensa depresión topográfica de orientación NW-SE, oblicua a la cadena Andina, conocida como fosa de Gastre (Coira et al., 1975), bajo de Gastre (Proserpio, 1978), graben de Gastre (Regairaz y Suivres, 1984) o cuenca de Gastre (Dalla Salda y Franzese, 1987).

Esta depresión, de 130 km de largo por 20 km de ancho, ocupa una superficie de más de 3.500 km². Su límite noreste, compuesto por las sierras de Calcatapul y Lonco Trapial, de más de 1.800 msnm exhibe una de las mayores alturas topográficas de la Patagonia extraandina (Figura 2.2). Su borde suroriental, con cotas de entre 1.000 y 1.400 msnm está definido por los cerros Moncho y Bandera y la Sierra de Taquetrén (Figura 2.2). Las menores alturas se registran en el piso del Bajo, con valores de entre 830 y 850 msnm, donde también se localizan altos topográficos con alturas mayores a los 1.000 msnm (Sierra del Medio, Loma Alta y Loma Isla; Figura 2.2). El Bajo de Gastre se encuentra atravesado por la ruta provincial N° 4 en sentido E-W, la ruta provincial N° 13 en sentido N-S y numerosos caminos secundarios que comunican a los puestos y estancias de la zona (Figura 2.2). Las principales localidades comprendidas dentro del área de estudio son: Río Chico y Mamil Choique en el extremo noroccidental, Lagunita Salada en el sector suroriental, Blancuntre en el extremo oriental y Gastre en la parte septentrional (Figura 2.2). Todas ellas constituyen pequeñas poblaciones ganaderas (ovino y caprina) de menos de 500 habitantes (INDEC, 2010).

UBICACIÓN DEL BAJO DE GASTRE

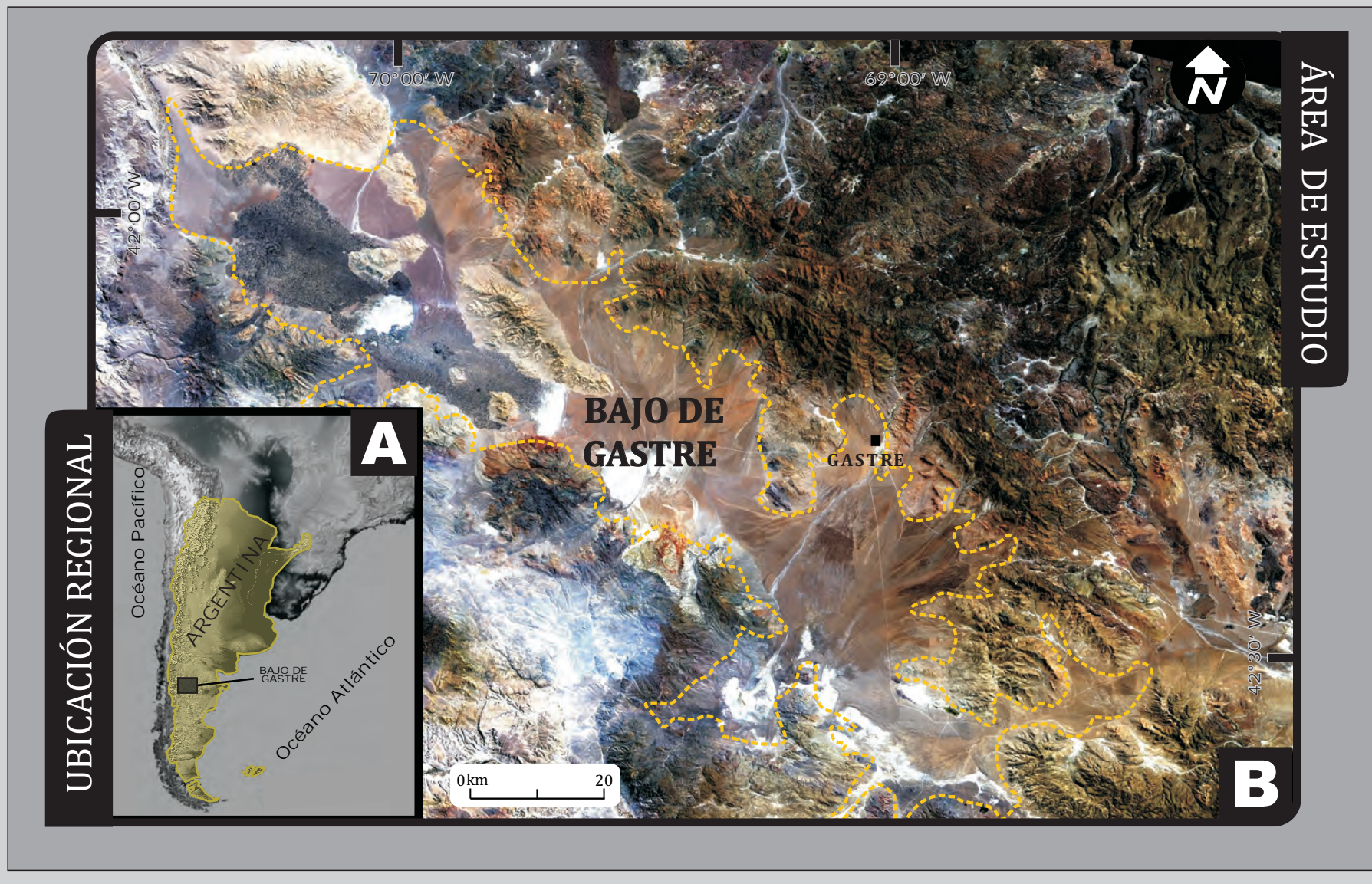


FIGURA 2.1. Ubicación. A: Ubicación regional del Bajo de Gastre en el contexto sur de Sudamérica. B: Imagen ALOS-AVNIR del área de estudio. Con línea amarilla punteada se marcan los límites topográficos del Bajo de Gastre.

UBICACIÓN DEL BAJO DE GASTRE

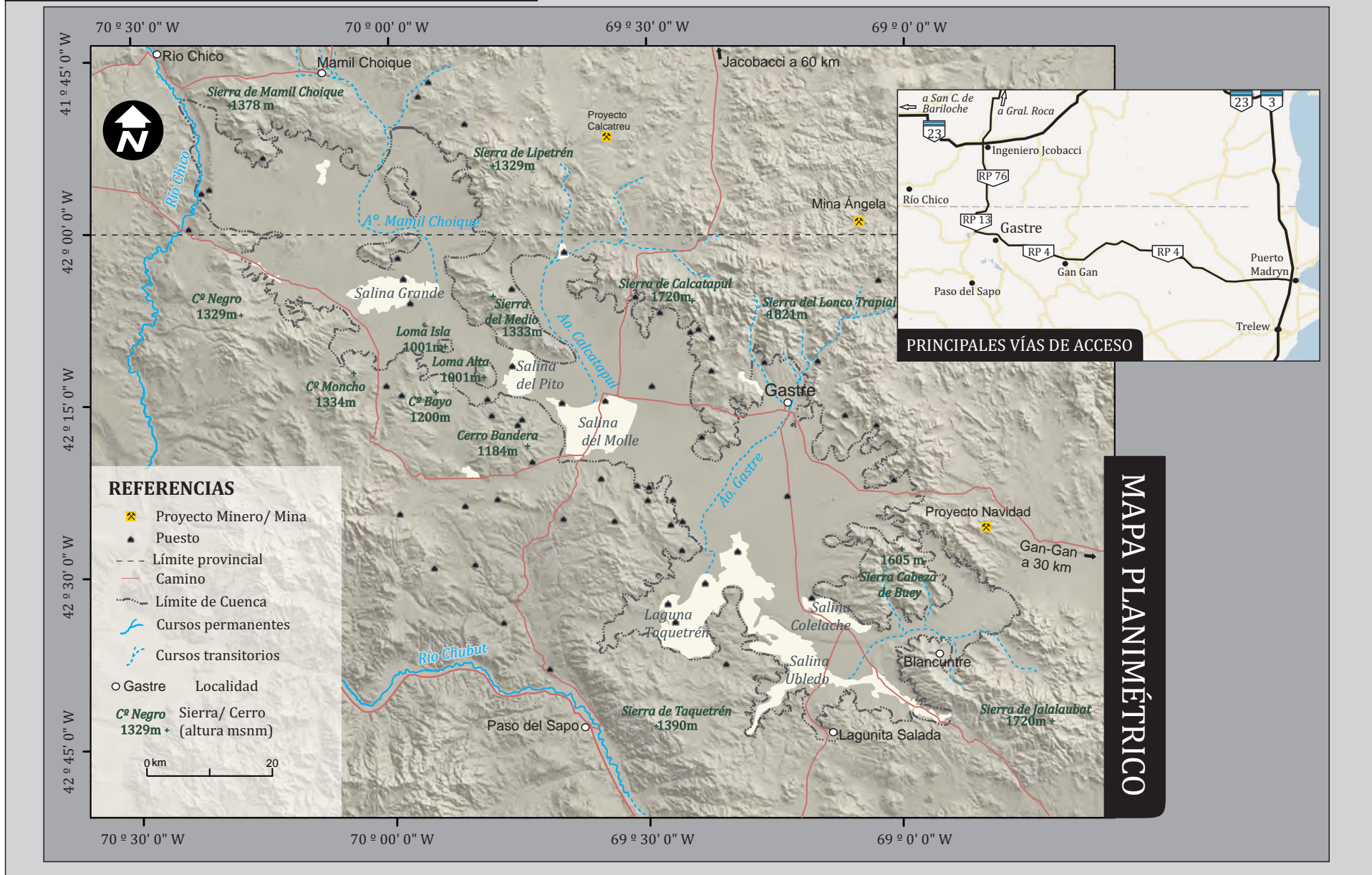


FIGURA 2.2. Mapa planimétrico del área de estudio sobre modelo digital de elevación NASA SRTM.

El clima para esta zona es de tipo árido, de estepa patagónica, con una temperatura media anual inferior a los 18 °C y una precipitación media anual de 150 mm (CNEA, 1990), privilegiando el predominio de los cursos transitorios respecto de los permanentes. Los cursos principales del área de estudio son el Río Chubut ubicado fuera del Bajo de Gastre y su tributario, el Río Chico, que diseña al extremo oeste de esta depresión, formando una incisión de más de 100 m de profundidad. Por su parte, los cursos transitorios de mayor jerarquía localizados en el interior del Bajo de Gastre están constituidos por los arroyos Mamil Choique, Calcatapúl, Gastre y Blancuntre, los cuales desagotan en las salinas o lagunas temporarias denominadas Salina Grande, Salina del Pito, Salina del Molle, Laguna Taquetrén y Salina Ubledo respectivamente (Figura 2.2).

2.2 Marco Geológico del Área de Estudio

El área de estudio está representada por una zona geológicamente compleja del centro-oeste de la Patagonia, abarcando tres provincias geológicas diferentes (Figura 2.3). Aparecen incluidas, en su parte central, los Patagónides (Subunidad Precordillera Patagónica), caracterizados por sistemas montañosos elevados en el Mesozoico (Keidel, 1921; Groeber, 1938; Frenguelli, 1946; Ramos, 1999); en su parte oriental el Macizo de Somuncura, definido por bloques de basamento proterozoicos y paleozoicos donde la estructuración andina es nula o muy débil (Stipanovic y Methol, 1972; Ramos, 1999); y en su parte occidental los Andes Nordpatagónicos, caracterizados por sierras y montañas con intensa deformación andina de orientación principal N-S (Frenguelli, 1946; Ramos, 1999, Figura 2.3). Toda esta configuración implica la existencia de diferentes historias tectónicas que caracterizan al área del Bajo de Gastre, con deformaciones mesozoicas y cenozoicas de estilos contrastantes a lo largo de la misma.

UBICACIÓN DEL BAJO DE GASTRE. PROVINCIAS GEOLÓGICAS INVOLUCRADAS

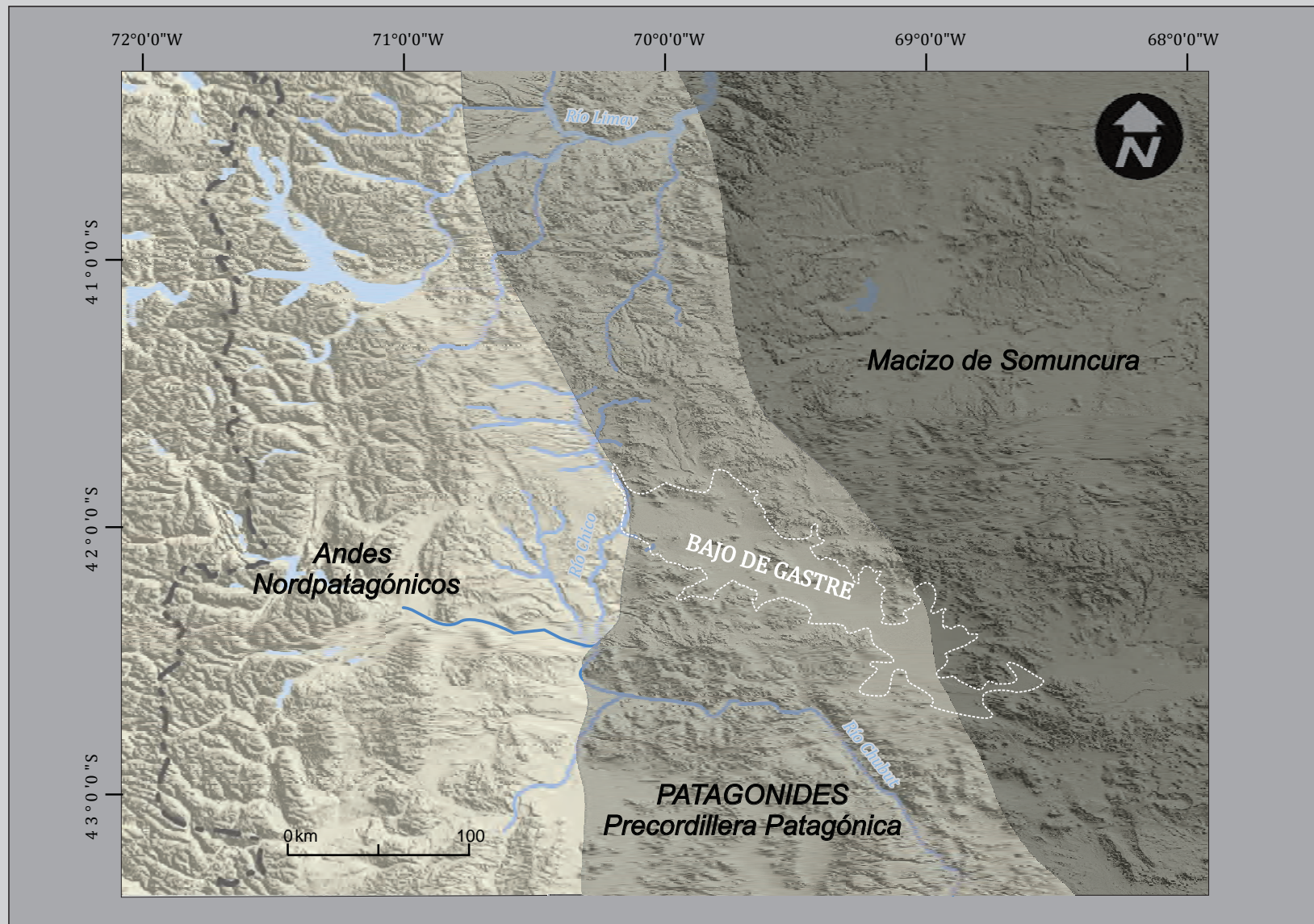


FIGURA 2.3. Provincias geológicas involucradas en el área ocupada por el Bajo de Gastre. De fondo, modelo de elevación NASA SRTM. Límites de provincias geológicas tomado de [Ramos \(1999\)](#)

2.2.1 Morfoestructura - Rasgos Estructurales

Los rasgos morfoestructurales del área de estudio se componen de una serie de elementos tectónicos alineados, de gran recorrido (decenas de kilómetros) y rumbos preferentes NW y NNW, con expresiones topográficas conspicuas entre las que se destacan los límites norte y sur del bajo de Gastre (Figura 2.4). Estos elementos, definidos como fracturas oblicuas a la cadena Andina, llamaron la atención ya desde mediados del siglo pasado, siendo objeto de numerosos estudios (Dessanti, 1956; Volkheimer, 1965; Coira et al., 1975; Llambías, 1984; Franzese, 1988; Rapela, 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; Figari y Courtade, 1993; Rapela, 1997; von Gosen y Loske, 2004; Figari, 2005; Massaferrero et al., 2006; Zaffarana et al., 2010). Los análisis iniciales basados en imágenes regionales llevaron a que estas estructuras fueran agrupadas en función de su orientación dentro de dos sistemas de fracturación: Sistema Comallo (N 35° W y N 15° E) y Sistema Gastre (N 55° E y N 55° W) sobre la base de observaciones de imágenes LANDSAT (Coira et al., 1975). Esta terminología se ha mantenido, aunque algunos autores han precisado nombres más específicos para ciertas estructuras particulares dentro de cada sistema: Falla del Valle Medio del Río Chubut (Coira et al., 1975; Dalla Salda y Franzese, 1987; Costa et al., 1996; Figari et al., 1996), Falla el Álamo y Falla Escobar (Llambías, 1984), Falla Esperanza y Falla El Sauzal (Williams, 2010); (Figura 2.4). Las estructuras que caracterizan el Sistema Comallo aparecen solamente en el borde oeste de la zona de estudio, asignadas a un sistema con componente de rumbo y cinemática dextral (Coira et al., 1975; Dalla Salda y Franzese, 1987), o más recientemente reinterpretadas como fallas inversas sin evidencias de desplazamiento lateral (Giacosa y Heredia, 1999; Giacosa y Heredia, 2004; Giacosa et al., 2005). El resto de la área de trabajo está caracterizada por estructuras orientadas con el rumbo del Sistema Gastre, al cual se le han atribuido estilos de deformación contratantes: extensional (Volkheimer, 1965), de rumbo con cinemática sinistral o dextral (Coira et al., 1975; Ramos, 1977; Rapela, 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; von Gosen y Loske, 2004), y compresivo (Dessanti, 1956; Franzese, 1988; Figari, 2005).

ANTECEDENTES: GEOLOGÍA

MAPA GEOLÓGICO

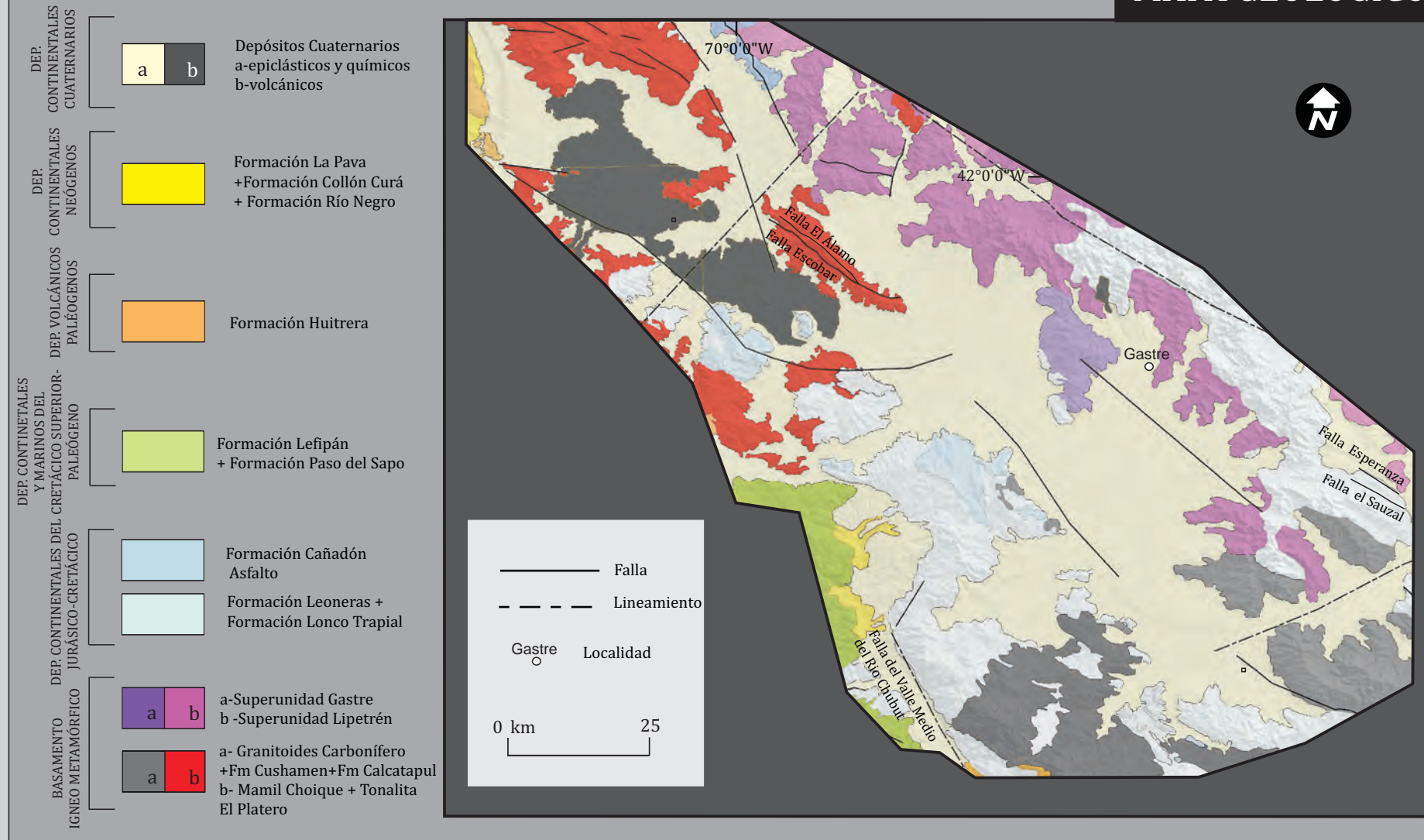


FIGURA 2.4. Antecedentes. Mapa geológico del área de estudio. Tomado de Cingolani et al. (2008)

Todos estos autores han abordado el estudio de este sistema de fracturación desde ópticas diferentes, analizando estructuras de características y edades disímiles dispuestas con el mismo rumbo (milonitas asociadas a emplazamiento de cuerpos ígneos mesozoicos, fallas normales mesozoicas invertidas, corrimientos neógenos y fallas normales cuaternarias). Esta recurrencia en la orientación de estructuras tan disímiles, que ya fue observada con anterioridad (Franzese, 1988; Rapela, 1997; von Gosen y Loske, 2004; Figari, 2005), abarcaría episodios tectónicos extendidos desde el Paleozoico hasta el Cuaternario (Volkheimer, 1965; Coira et al., 1975; Llambías, 1984; Franzese, 1988; Rapela et al., 1992; Costa et al., 1996; Rapela, 1997; von Gosen y Loske, 2004; Figari, 2005; Massaferró et al., 2006; Zaffarana et al., 2010).

2.2.2 Estratigrafía de la Zona de Estudio

La estratigrafía de la zona de estudio se compone de una sucesión litológica, que involucra desde rocas ígneo - metamórficas del Paleozoico inferior hasta depósitos sedimentarios neógenos y cuaternarios. La existencia de diferentes propuestas estratigráficas, con diferencias sustanciales en la denominación de sus unidades, así como en los rangos temporales que involucran las mismas, implicó la necesidad de modificar y reacomodar el marco estratigráfico general para la zona de estudio. Un esquema funcional puede ser subdividido en seis grandes unidades informales (Figura 2.5): 1) basamento ígneo - metamórfico; 2) depósitos continentales del Jurásico-Cretácico; 3) depósitos continentales y marinos del Cretácico Superior-Paleógeno; 4) depósitos volcánicos paleógenos 5) depósitos continentales neógenos; 6) depósitos continentales epiclásticos, químicos y volcánicos del Cuaternario.

El basamento se compone de una compleja asociación de rocas ígneo-metamórficas, resultado de diversos eventos tectono-magmáticos desarrollados entre el Carbonífero y el Triásico (Duhart et al., 2002; von Gosen y Loske, 2004; Pankhurst et al., 2006; Zaffarana,

ANTECEDENTES: ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

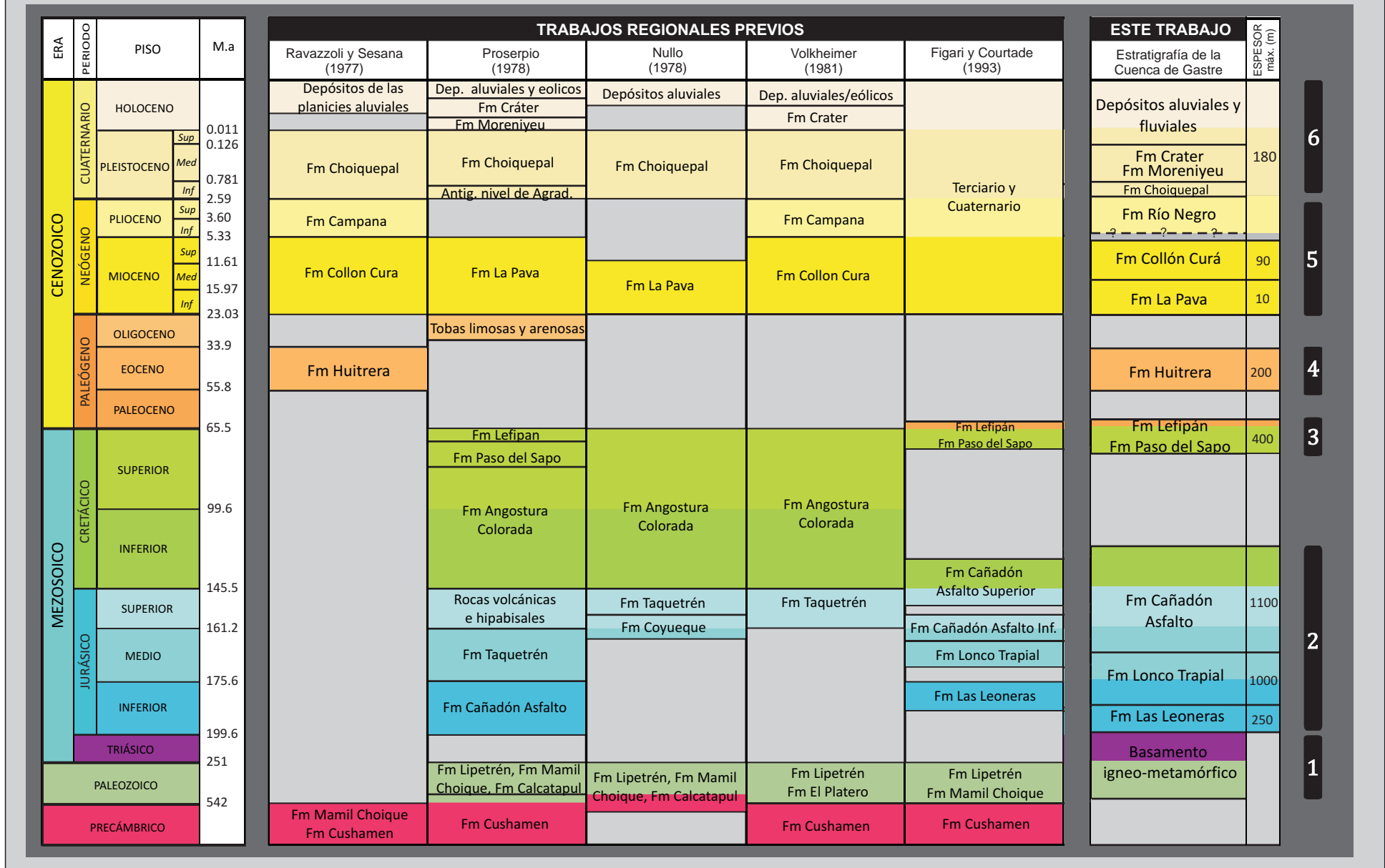


FIGURA 2.5. Antecedentes. Estratigrafía del área de estudio. Unidades estratigráficas propuestas para el área de estudio y marco litoestratigráfico propuesto en este trabajo. Los números de la derecha corresponden a grupos de unidades informales definidas en este trabajo. 1) Basamento ígneo metamórfico; 2) Depósitos continentales del Jurásico-Cretácico; 3) Depósitos continentales y marinos del Cretácico Superior-Paleógeno; 4) Depósitos volcánicos paleógenos 5) Depósitos continentales neógenos; 6) Depósitos continentales epiclásticos, químicos y volcánicos del Cuaternario.

2011). Las unidades metamórficas están compuestas por la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) y la Formación Calcatapul (Proserpio, 1978). Las rocas plutónicas quedan representadas por la Tonalita El Platero (Volkheimer, 1964), la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana, 1977) y la Formación Lipetrén (Ravazzoli y Sesana, 1977), esta última posteriormente diferenciada en la Superunidad Gastre y la Superunidad Lipetrén (Rapela et al., 1992).

Los depósitos continentales del Jurásico-Cretácico, están constituidos por el relleno de la cuenca de Cañadón Asfalto (Homoc et al., 1991). Esta cuenca, originada por procesos extensionales-transtensionales entre el Jurásico Inferior y el Jurásico Superior, con reactivaciones durante el Cretácico Inferior, abarca una superficie de la Patagonia septentrional de aproximadamente 72.000 km² e incluye afloramientos y potenciales rocas en el subsuelo del Bajo de Gastre (Figari y Courtade, 1993; Cortiñas, 1996; Figari et al., 1996; Figari, 2005; Silva Nieto, 2005). El relleno inicial Liásico comienza con la Formación Leoneras (Nakayama, 1972), que está constituida por rocas epiclásticas con intercalaciones carbonáticas y tobáceas interpretadas como sistemas fluvio-deltaicos y lacustres con participación piroclástica subaérea (Figari y Courtade, 1993). Continúa con una potente secuencia volcano-sedimentaria conocida como Formación Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972), compuesta por rocas volcánicas y volcanoclásticas andesíticas, y, en forma subordinada, rocas volcánicas efusivas y piroclásticas ácidas así como rocas sedimentarias producto del retrabajo de las anteriores (Page y Page, 1993). La edad de estos depósitos se acota, sobre la base de edades isotópicas y asociaciones bioestratigráficas, entre el Jurásico Inferior (Pliensbachiano) y el Jurásico Medio (Bajociano-Calloviano; Aragón et al., 2000; Franzese, 2002; López De Luchi y Rapalini, 2002; Silva Nieto, 2005; Escapa et al., 2008; Silva Nieto et al., 2011). El relleno de la cuenca de Cañadón Asfalto culmina con los depósitos de la formación homónima (Stipanovic et al., 1968), constituidos por calizas y depósitos epiclásticos continentales que intercalan con rocas volcánicas, atribuidos a una sedimentación lacustre-fluvial acompañada por

episodios volcánicos (Lizuain y Silva Nieto, 1996; Figari, 2005). La edad de estos depósitos estaría comprendida, entre el Jurásico Medio (Bajociano-Calloviano) y Cretácico Inferior (Hauteriviano) por evidencias geocronológicas y bioestratigráficas (Volkheimer et al., 2009; Cabaleri et al., 2010a; Cabaleri et al., 2010b; Gallego et al., 2011).

Los depósitos continentales y marinos del Cretácico Superior-Paleoceno, constituidos por las formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Lesta y Ferello, 1972), apoyan en discordancia angular sobre los depósitos jurásicos de la cuenca de Cañadón Asfalto. La Formación Paso del Sapo está constituida por depósitos epiclásticos del Campaniano-Maastrichtiano (Papu 1988), interpretados como un sistema lacustre asociado a deltas que evolucionaron a estuarios dominados por mareas (Spalletti, 1996; Ruiz, 2006). La Formación Lefipán, de edad maastrichtiana a daniana (Medina et al., 1990), está representada por rocas epiclásticas y carbonáticas con fósiles marinos que representan depósitos desarrollados desde sistemas deltaicos, sistemas estuarinos restringidos a sistemas abiertos de plataforma (Olivero y Medina, 1994; Spalletti, 1996; Ruiz, 2006).

Los depósitos volcánicos paleógenos están compuestos por andesitas, dacitas y riolitas de la Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana, 1977) de edad eocena-oligocena (Rabassa, 1978; Rapela et al., 1984; Cazau et al., 1989; Mazzoni, 1991), interpretados como el resultado de una migración del volcanismo hacia el este durante el Paleógeno (Rapela et al., 1988; Aragón et al., 2011).

Los depósitos continentales neógenos están compuestos por tres formaciones: La Formación La Pava (Nullo, 1978), la Formación Collón Curá (Yrigoyen, 1969) y un conjunto de depósitos clásticos con intercalaciones piroclásticas sin denominación formal en el área de trabajo, que han recibido diferentes denominaciones en las regiones vecinas tales como Formación Río Negro (Volkheimer, 1973), Formación Huenuluán (Coira, 1979) y Formación Collón Cura-Miembro Conglomerádico (Rabassa, 1978). Sobre la base de la denominación informal *Rionegrense* propuesta para estos depósitos en la zona de estudio

(González Díaz, 1990) y de la aparición bajo este nombre de litologías similares de áreas vecinas (Volkheimer, 1973), se utilizará, para esta última unidad, la denominación Formación Río Negro (Dessanti, 1972). La primera de estas unidades, (Formación La Pava) está compuesta por tobas y areniscas castañas con abundantes nidos de ápidos y escarabeidos, dispuestas en afloramientos saltuarios. Su edad corresponde al Mioceno Inferior a Medio sobre la base de las unidades que la infra y suprayacen en la localidad tipo (Nullo, 1979). La Formación Collón Curá se compone de tobas y areniscas tobáceas con abundantes restos de mamíferos, ostrácodos y trazas fósiles de ápidos y escarabeidos. Se ha interpretado, para esta formación, un ambiente continental donde erupciones volcánicas de grandes magnitudes colmataron depresiones, algunas de ellas ocupadas por pequeños cuerpos de agua (Volkheimer, 1981; Spalletti, 1990; Spalletti y Dalla Salda, 1996). La edad de esta formación, sobre la base de las dataciones isotópicas realizadas en esta misma unidad fuera del área de estudio (Tabla 2.1; Marshall et al., 1977; Rabassa, 1978; Nullo, 1979; González Díaz y Nullo, 1980; Cazau et al., 1989; Mazzoni y Benvenuto, 1990) y a las faunas de vertebrados analizadas (Pascual et al., 1984; Vucetich et al., 1993; Pérez, 2010) se restringe al Mioceno Medio. Por encima, mediante discordancia erosiva, se dispone la Formación Río Negro compuesta por limos, areniscas y conglomerados azulados con intercalaciones de tobas rosadas, asignadas a sistemas fluviales (González Díaz et al., 1986; González Díaz, 1990). Su edad se restringe al Mioceno Medio a Plioceno sobre la base de dataciones radimétricas de esta unidad y de unidades que la suprayacen en las provincias de Río Negro y Neuquén (Pascual et al., 1984; González Díaz et al., 1990; Tabla 2.1).

Los depósitos continentales epiclásticos, químicos y volcánicos cuaternarios, se disponen principalmente dentro del Bajo de Gastre. Los más antiguos, incluidos dentro de la Formación Choiquepal (Volkheimer, 1964) se componen de conglomerados y areniscas, formando parte de los depósitos de piedemonte. Su edad se asigna tentativamente al Pleistoceno Medio a Superior sobre la base de las edades registradas en las coladas

Nº	Localidad	Formación	Litología	Edades	(+/-)	Cuenca/Bajo	Autores
1	Río collón Curá	Collón Curá	-	14,4	0,3	Collón Curá	Marshall 1977
2	Río collón Curá	Collón Curá	-	14,1	0,3	Collón Curá	Marshall 1977
3	Río collón Curá	Collón Curá	-	15,4	0,3	Collón Curá	Marshall 1977
4	Río collón Curá	Collón Curá	-	14	0,3	Collón Curá	Marshall 1977
6	Estancia Throp	Collón Curá	-	15,9	3,1	Collón Curá	Mazzoni y Benvenuto 1990
7	B. Saavedra	Collón Curá	ignimbrita	13,8	0,9	Collón Curá	Mazzoni y Benvenuto 1990
8	Paso Flores	Collón Curá	toba	16,1	2,6	Collón Curá	Mazzoni y Benvenuto 1990
9	Paso Flores	Collón Curá	ignimbrita	15		Collón Curá	González Díaz y Nullo 1980
10	Paso Flores	Collón Curá	ignimbrita	11	1	Collón Curá	González Díaz y Nullo 1980
11	Paso Flores (Fm Cerro petiso)	Basalto 1	basalto	21	2	Collón Curá	Nullo 1979
12	2 km al E de Pilcaniyeu	Collón Curá	ignimbrita	15		Pilcaniyeu	Rabassa 1978
13	Q. Aguilucho	Collón Curá	toba	10,7		Ñirihuau	Cazau 1986
14	Q. Aguilucho	Collón Curá	toba	15,5		Ñirihuau	Cazau 1986
15	L. Anchimayin	Río Negro	toba	14,1	1	Collón Curá	González Díaz et al. 1991
16	C. Putkamer	Río Negro	toba	14,1	1	Collón Curá	González Díaz et al. 1992
17	Limay Chico	Río Negro	toba	8	2	Collón Curá	González Díaz et al. 1986

Tabla 2.1 Edades radimétricas de los depósitos neógenos del área de estudio y localidades cercanas.

Nº	Localidad	Formación	Litología	Edades	(+/-)	Cuenca/Bajo	Autores
1	Estancia Moreniyeu	Moreniyeu	basalto	1,55	0,1	Gastre	Haller et al. 2009
2	Estancia Moreniyeu	Moreniyeu	basalto	1,6	0,2	Gastre	CONEA/Mena 2005
3	Cerro Negro	Cráter	basalto	1,9	0,4	Gastre	CONEA/Mena 2005
4	Mojón	Cráter	basalto	3,3	0,4	Gastre	CONEA/Mena 2005
6	Cráter Río Chico	Cráter	basalto	0,32	0,6	Gastre	Pécskay et al. 2007
7	Cráter Río Chico	Cráter	basalto	0,36	0,13	Gastre	Pécskay et al. 2007
8	Cráter Río Chico	Cráter	basalto	0,23	0,1	Gastre	Pécskay et al. 2007
9	Cono erodado	Cráter	basalto	1,04	0,43	Gastre	Pécskay et al. 2007
10	El Relincho/Fermín	Cráter	basalto	0,58	0,31	Gastre	Pécskay et al. 2007
11	El Relincho/Fermín	Cráter	basalto	0,61	0,24	Gastre	Pécskay et al. 2007
12	El Relincho	Cráter	basalto	0,8	0,1	Gastre	CONEA/Mena 2005
13	El Relincho	Cráter	basalto	0,8	0,1	Gastre	CONEA/Mena 2005

Tabla 2.2 Edades radimétricas de los depósitos cuaternarios del área de estudio.

basálticas que la suprayacen. Estos depósitos volcánicos están agrupados en dos unidades, la Formación Moreniyeu (Proserpio, 1978) y la Formación Crater (Ravazzoli y Sesana, 1977) que representan un campo volcánico de unos 700 km² generado entre el Pleistoceno Inferior y el Pleistoceno Medio (Tabla 2.2; Mena et al., 2005; Mena et al., 2006; Pécskay et al., 2007; Haller et al., 2009). Este campo volcánico, constituido por basaltos alcalinos, basanitas y traquibasaltos, fue resultado de distintas emisiones de magma vinculadas a fracturas preexistentes, separadas por periodos de inactividad (Massaferro et al., 2006). Por encima de las coladas lávicas y depósitos de la Formación Choiquepal, se ubican, en el piso de la cuenca, depósitos holocenos evaporíticos y, en la zona de piedemonte, depósitos aluviales y fluviales (Proserpio, 1978; Regairaz y Suivres, 1984).

3. ————— METODOLOGÍA

CAPITULO 3- METODOLOGÍA

En función del contexto geológico y de los objetivos propuestos en esta tesis doctoral, cuatro líneas de trabajo diferentes fueron desarrolladas en forma simultánea e integrada: estratigrafía, geología estructural, sedimentología y geomorfología. Las líneas estratigrafía y sedimentología se nutrieron de la colaboración con paleontólogos del Museo Egidio Feruglio (MEF) y del Museo de Ciencias Naturales de La Plata.

A los fines descriptivos se mencionan primero las tareas de campo y luego las de gabinete, aunque la interacción entre la adquisición de datos y el procesamiento e interpretación de los mismos ha sido un proceso intensamente dinámico a lo largo de toda la investigación. De esta manera, en el marco de los objetivos propuestos, distintas hipótesis fueron planteadas en gabinete, luego testeadas en el campo, reformuladas en los casos necesarios, y nuevamente puestas a prueba.

3.1. TAREAS DE CAMPO

Las tareas de campo fueron desarrolladas entre diciembre del 2007 y noviembre del 2010, sumando en total 116 días de trabajo (Figura 3.1). Las labores efectuadas estuvieron en un principio centradas en el reconocimiento del área, mapeo geográfico, geológico, geomorfológico y el levantamiento de perfiles estratigráficos. Posteriormente, a partir de un mayor conocimiento de la zona, los trabajos de campo se concentraron en el mapeo de detalle de los afloramientos neógenos y el relevamiento sedimentológico de los mismos, la caracterización de superficies geomorfológicas, la confección de calicatas y el muestreo de material para los diferentes análisis efectuados.

3.1.1. Mapeo Geológico

Con el fin de establecer la configuración y estructuración del Bajo de Gastre, se decidió realizar un mapa geológico de escala regional 1:400.000. El mismo involucró el mapeo litológico y estructural a mayores escalas (hasta 1:50.000), controlando y

METODOLOGÍA: PUNTOS DE CONTROL DE CAMPO

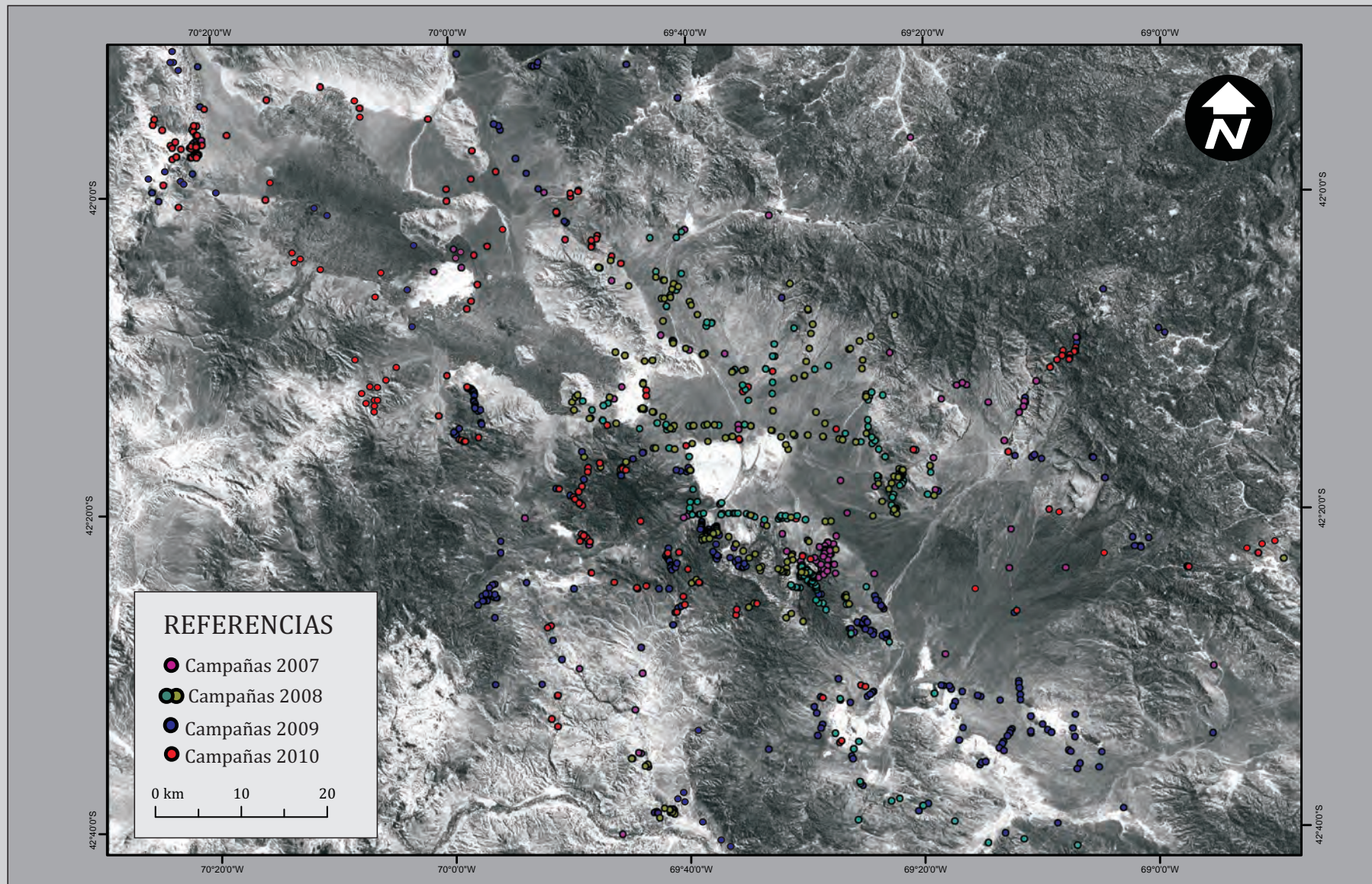


FIGURA 3.1. Metodología. Sitios de control de campo realizados durante las distintas campañas. Los círculos representan puntos de control donde se registraron mediciones y/o observaciones estratigráficas, estructurales, sedimentológicas y geomorfológicas.

modificando los mapas base realizados en gabinete. Estos mapas fueron llevados al campo de dos maneras: impresos en papel (ploteos en A3 laminados) y en formato digital (como imagen de fondo de un GPS_Trimble® Juno SB). Durante las tareas de mapeo, se tomaron mediciones sistemáticas de rumbo e inclinación de capas estratificadas, estructuras plegadas, fallas menores y estrías, utilizando una brújula tipo Brunton. Las litologías fueron descritas a muestra de mano con lupa x5 aumentos. Todos los datos (litológicos y estructurales) fueron almacenados en formato digital y papel, registrando para cada sitio de control, la posición en 3D (latitud, longitud y altura) y las observaciones y datos de interés (Figura 3.1).

3.1.2. Levantamiento de perfiles estratigráficos y sedimentológicos de los depósitos neógenos

A los fines de caracterizar el relleno neógeno se relevaron 13 columnas estratigráficas distribuidas en toda el área de estudio. Una vez conocido el marco geológico, se comenzó con el levantamiento de secciones de detalle y paneles arquitecturales a escala 1:100. La elección de los sitios a relevar fue establecida en función de la disponibilidad de afloramientos y calidad de los mismos. La posición inicial y final de las secciones así como la localización y distribución de “superficies clave” (p.e. superficies limitantes de clinofomas, o superficies erosivas regionales) fueron mapeadas (líneas o planos) y acotadas (puntos) mediante GPS. El levantamiento de las secciones se hizo con cinta métrica, y con un Báculo de Jacob anexado a un puntero laser continuo de Nd:YAG con emisión en 532 nm (verde), construido en colaboración con el Centro de Investigaciones Ópticas de la Plata (CIOP). Durante esta tarea se realizó una descripción sistemática y jerárquica de todos los tipos litológicos que integran el relleno neógeno, observando a su vez la relación con las unidades pre-neógenas. Las descripciones de las rocas clásticas y volcaniclásticas fueron apoyadas por la estimación de la composición cualitativa de los componentes a través de diagramas de comparación. Cuando fueron

observados indicadores de paleocorrientes (estructuras tractivas, orientación de clastos, base de estructuras erosivas, macroformas acresionales) se realizaron mediciones con brújula tipo Brunton. Los datos obtenidos fueron expresados mediante diagramas de rosas con Stereonet®. Además, durante el levantamiento de las columnas se tomaron muestras con fines petrográficos, análisis de Rayos X, análisis de fósiles (microfósiles y vertebrados fósiles) y se fijaron potenciales niveles para la toma de muestras geocronológicas.

3.1.3. Caracterización de Depósitos Cuaternarios

a) Mapeo geomorfológico-estaciones de control de superficies

A los fines de caracterizar y analizar las relaciones existentes entre los sistemas sedimentarios y volcánicos cuaternarios, se decidió elaborar un mapa geomorfológico de las superficies que componen al relleno del Bajo de Gastre. De manera similar al mapeo geológico, se trabajó sobre un mapa geomorfológico base, con el mismo formato que el mapa geológico. El trabajo de campo, además de controlar y mejorar el mapa realizado en gabinete, tuvo la finalidad de ayudar en la definición de una cronología relativa de las superficies geomorfológicas que se definen en el relleno de la cuenca. Fueron establecidas 191 estaciones de control de superficies (Figura 3.2), en donde fueron adquiridas alturas topográficas mediante altímetro barométrico (incorporado a GPS), y analizados, cuando se exhibían, parámetros de erosión en clastos mayores a 20 cm. Estos parámetros fueron: grado de enterramiento, presencia de punteaduras, presencia de superficies facetadas, enrojecimiento subsuperficial, presencia de barnices superficiales y presencia de fracturas. Todos estos parámetros, en función de su apariencia y abundancia, permitieron establecer una cronología relativa entre superficies de una misma región (McFadden et al., 1989; McCalpin, 1996).

METODOLOGÍA: ESTACIONES DE CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS CUATERNARIOS

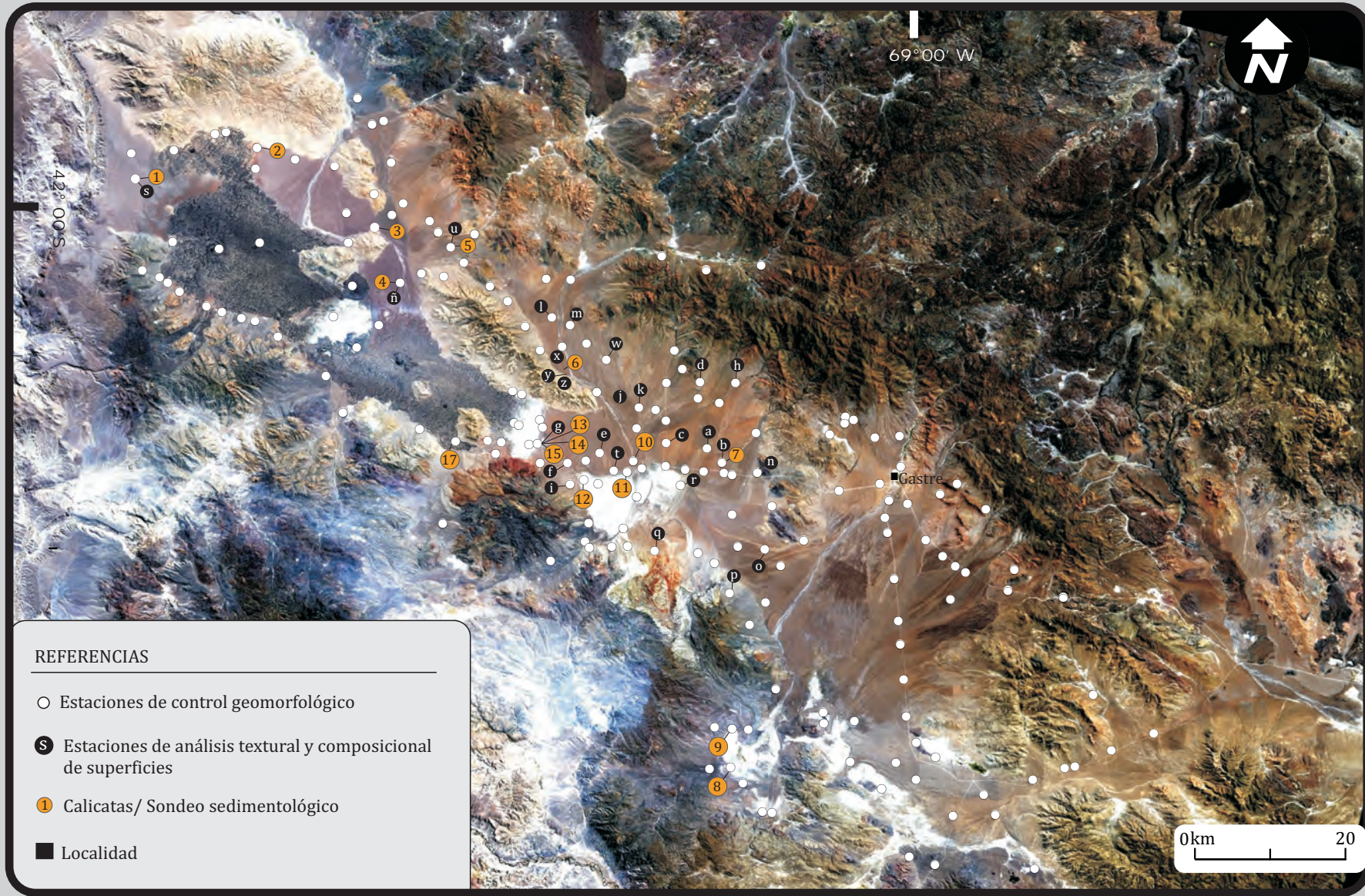


FIGURA 3.2. Metodología. Caracterización de depósitos cuaternarios. Localización de estaciones de control geomorfológico (191), estaciones de análisis textural y composicional de superficies (27) y calicatas/testigos (17)

b) Análisis textural y composicional de superficies

Se ubicaron 27 estaciones donde fueron realizados análisis texturales y composicionales de los clastos superficiales. Los mismos fueron efectuados en unidades geomorfológicas previamente mapeadas. En cada una de las mismas se diseñó una grilla de 1m x 1m (Figura 3.3a), en donde se tomaron fotos y se recolectaron los 100 clastos mayores (Figura 3.3b). Se obtuvieron datos composicionales y texturales de los mismos (tamaño, esfericidad y redondez). La composición fue definida bajo lupa x5 aumentos. La determinación del tamaño se realizó a partir de mediciones del eje b, representativa del tamaño de los clastos (de Scally y Owens, 2005) y la esfericidad y redondez a partir de las semejanzas con cartillas comparativas (Krumbein, 1941; Pettijohn, 1957).

c) Perfiles verticales

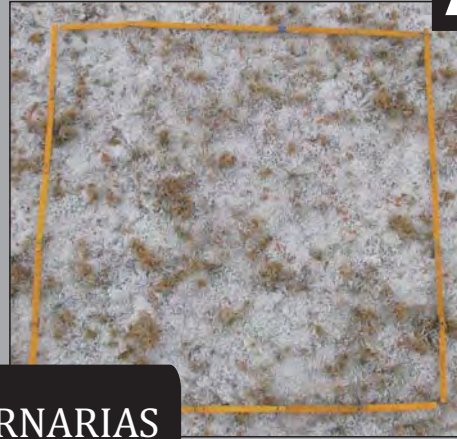
Para caracterizar los procesos que dieron origen a las geoformas se efectuaron 16 calicatas (Figura 3.4) y se extrajo un testigo del fondo de la Laguna Taquetrén (Figura 3.5). El testigo tuvo una longitud total de 1,8 m y una pulgada de diámetro y fue embalado herméticamente para luego ser estudiado en gabinete. Las calicatas por su parte, tuvieron una profundidad superior a 1 m, con el fin de realizar una caracterización de los depósitos originales sin el enmascaramiento de los procesos postdeposicionales edáficos. Para establecer la génesis de los procesos vinculados a la geoformas, se levantaron perfiles sedimentológicos de las calicatas a escala 1:10, poniendo especial atención a las texturas, estructuras, litologías, superficies limitantes y características de los procesos pedogenéticos presentes.

3.1.4. Registro de imágenes de pozo

A los fines de la caracterización general de unidades cuaternarias y de la identificación de contactos con unidades más antiguas, se registraron imágenes fotográficas dentro de 4 pozos de agua abandonados (X-0, X-1, X-2 y X-3). El equipo

METODOLOGÍA: CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS CUATERNARIOS

A



SUPERFICIES CUATERNARIAS



B



100 CLASTOS MAYORES



FIGURA 3.3. Metodología, análisis de superficies. A: Grillas de 1x1 m donde se realizaron análisis texturales y composicionales.

B: ejemplo de 100 clastos mayores recolectados en cada una de las superficies, sobre los cuales se analizaron composición, tamaño, esfericidad y redondez.

PERFILES VERTICALES REALIZADOS EN CALICATAS

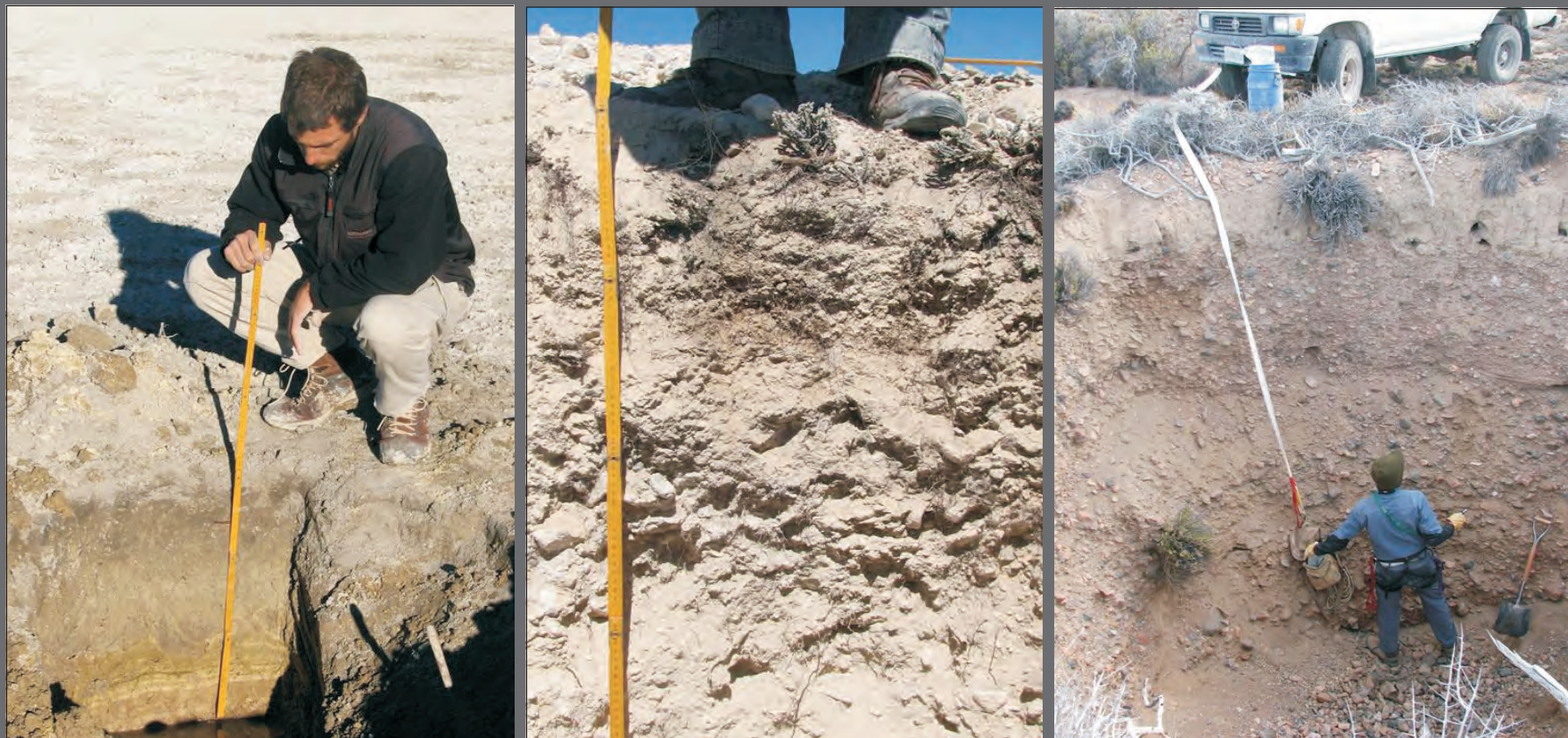


FIGURA 3.4. Caracterización de depósitos cuaternarios. Levantamiento de perfiles sedimentológicos en calicatas.

METODOLOGÍA: CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS CUATERNARIOS

CALICATA



VISTA DE SUPERFICIE



VISTA GENERAL



TESTIGO (171 cm de profundidad en 2 tramos)

4 cm de superposición



FIGURA 3.5. Metodología. Caracterización de depósitos cuaternarios. Extracción de testigo (171 cm) en el fondo de la Laguna Taquetrén.

utilizado fue diseñado y adaptado a los fines propuestos, construido en colaboración con personal del Centro de Investigaciones Ópticas de la Plata. Se trató de una cámara web de 4 megapíxeles acoplada a un cable de red con un potenciador de señal, la cual transmitía las imágenes a una computadora portátil. Para mejorar las condiciones de registro se le adosaron un estabilizador por contrapeso y luz externa halógena (Figura 3.6). Se registraron tomas instantáneas de lugares de interés y registros continuos de todo el pozo en forma de videos (Figura 3.6).

3.1.5. Muestreo geocronológico

Con el fin de establecer el lapso temporal en el que se originó y rellenó el Bajo de Gastre se tomaron muestras para efectuar análisis geocronológicos en niveles neógenos preseleccionados a tal fin. Fueron recolectados niveles volcanoclásticos con abundantes pómez que no presentaban evidencias de alteración deutérica o meteórica. Se realizó un análisis isotópico por el método Ar/Ar por *step heating* en anfíboles asociados a los pómez. Este estudio fue realizado por el Departamento de Laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN).

3.2 TAREAS DE GABINETE

3.2.1 Centralización de la información

Las tareas de gabinete estuvieron orientadas por un lado, a la búsqueda de material de lectura temática y de antecedentes, y por el otro, al análisis, asociación e interpretación de los datos recolectados en las diferentes campañas. Durante el transcurso de esta tesis doctoral se centralizó toda la información recopilada, y la relevada durante las tareas de campo, en un sistema de información geográfica (SIG). Con este sistema, cada dato presente, además de registrar su posición 3D y atributos particulares, quedó anexado mediante hipervínculos a fotos de campo, anotaciones digitalizadas y datos de laboratorio

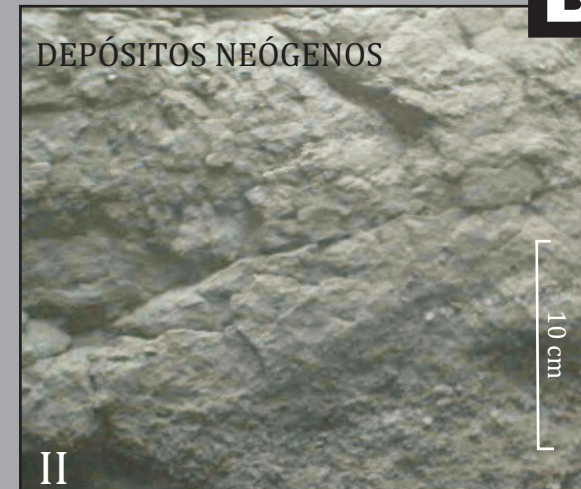
METODOLOGÍA: REGISTRO DE IMÁGENES DE POZO

EQUIPO UTILIZADO



A

IMÁGENES ADQUIRIDAS DE DEPÓSITOS NEÓGENOS Y QT



B

FIGURA 3.6. Metodología. Registro de imágenes de pozo obtenidas en cuatro pozos de agua. A: Equipo utilizado. B: Imágenes de pozo obtenidas. I: Depósitos cuaternarios compuestos por conglomerados finos con bloques dispersos. II Depósitos volcániclasticos neógenos masivos. III Depósitos cuaternarios compuestos por conglomerados finos con estratificación horizontal difusa. IV. Depósitos cuaternarios compuestos por conglomerados finos con bloques dispersos.

(Figura 3.7). Esta centralización permitió construir una importante base de datos del área y generar la posibilidad de editar mapas geológicos, geomorfológicos, planimétricos o hidrográficos a distintas escalas de trabajo. Los datos fueron centralizados en formatos raster y vectorial dentro del SIG utilizando el software ArcGIS 9.2®.

3.2.2. Analisis morfométrico - análisis del drenaje

A los fines de describir morfoestructuralmente el área de estudio, caracterizar la distribución de las unidades geomorfológicas y delimitar las cuencas de drenaje que drenan hacia el Bajo de Gastre se realizaron análisis morfométricos a partir de diferentes modelos de elevación digital del terreno (MED). Se construyó un MED del Bajo de Gastre sobre la base de pares de imágenes satelitales ASTER de 30 m de resolución y se remuestrearon a 60 m los modelos de elevación digital NASA-SRTM de 1 arco de grado existentes para la zona de estudio. A partir de ambos MDE se realizaron mapas derivados de pendientes, aspecto, índice de humedad y vectorización de redes de drenaje. Para este procesamiento se utilizaron los softwares SAGA GIS®, MICRODEM® y BASIN 4®.

3.2.3 Confección de un mapa geológico base-construcción de un mapa geológico

El mapeo se realizó sobre la base de las cartas geológicas 1:200.000 (Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1978; Proserpio, 1978; Volkheimer, 1981), 1:250:000 (Ardolino et al., 2004), trabajos científicos-técnicos de la zona (CNEA, 1990; SEDAR, 2010) e imágenes satelitales ASTER, ALOS-AVNIR y Quickbird. Las cartas y los mapas de trabajos científicos del área fueron digitalizados, georeferenciados y conjuntamente integrados dentro de un SIG (véase 3.2.1 Centralización de la información). Esto permitió desarrollar un “producto base” para el mapeo del área de estudio, el cual fue mejorándose a medida se incorporaron nuevos datos del mapeo de campo. Como resultado final de este proceso fue generado un nuevo mapa geológico de la región a escala 1:300.000 (Anexo 1).

METODOLOGÍA: CENTRALIZACIÓN DE LA INFORMACIÓN EN UN SIG

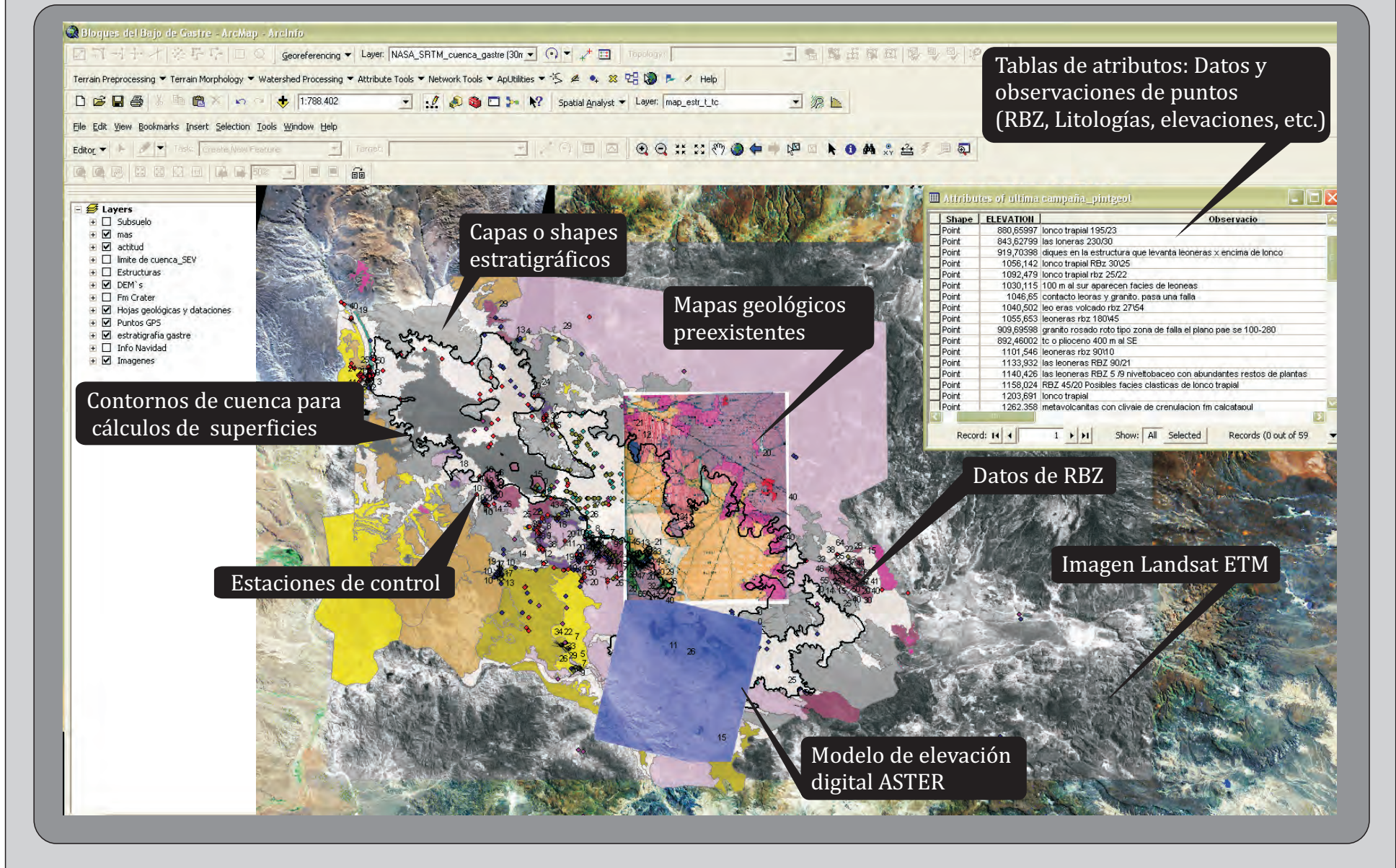


FIGURA 3.7. Metodología. Centralización de la información propia (P.e.: mapeo estratigráfico, datos de rumbo e inclinación, estaciones de control de superficies) y de antecedentes (P.e.: mapas geológicos, pozos de agua) en un sistema de información geográfica (SIG).

3.2.4 Análisis de actividad neotectónica- índices Geomorfológicos

Con el fin de analizar la potencialidad de estructuras neotectónicas fueron realizados modelos en 3D de: mapas derivados de *hilshade* con iluminación oblicua de bajo ángulo, de imágenes de alta definición (Quickbird y ALOS-PRISM) y de fotos aéreas. Los datos necesarios para definir los índices geomorfológicos de sinuosidad (Smf) y ancho del piso-alto del valle (Vf) fueron obtenidos de modelos de elevación digital NASA-SRTM (alturas relativas y distancias horizontales)

3.2.5 Construcción de un modelo en 3 dimensiones del techo de la Formación Collón Curá

A partir de datos inéditos de informes técnicos del área (CNEA, 1990) y de observaciones registradas durante las tareas de campo, se construyó un modelo en 3D del tope de la Formación Collón Curá con el fin de caracterizar la distribución de estos depósitos y analizar su relación con los límites del Bajo de Gastre. Esta superficie fue construida a partir de datos indirectos geoelectrónicos realizados en la década del 80 (CONEA), de imágenes de pozo en sondeos de agua abandonados (véase 3.1.5 Metodología) y de datos directos de afloramientos de la Formación Collón Curá. Los datos indirectos definen un basamento conductivo que contrasta con un relleno resistivo que lo suprayace. Este basamento conductivo es correlacionable con las Fms. La Pava/Collón Curá en base a SEV paramétricos y SEV patrones realizados (CONEA) y, a datos directos e indirectos obtenidos dentro del Bajo de Gastre, en pozos de agua abandonados (imágenes de pozo) y en afloramientos aislados de la Formación Collón Curá expuestos por erosión fluvial. Se geoposicionaron los datos directos (8) e indirectos (91) en un Sistema de Información Geográfico (GIS). Las cotas de los datos directos fueron adquiridas a partir de un modelo de elevación digital de 90 m (SRTM DEM) y la interpolación de todos los datos fue realizada con el algoritmo SPLIN/tensión en ArcGIS 9.2®.

3.2.6 Análisis de Facies Neógenas

Esta fase se caracterizó por la interpretación hidrodinámica y ambiental de las facies sedimentarias clásticas y volcánicas que constituyen el relleno neógeno. De manera jerárquica fueron determinadas unidades elementales (facies). Posteriormente, en función de las asociaciones de facies y de la confección de paneles de correlación se determinaron los ambientes de depositación en los que se desarrollaron los depósitos relevados. El análisis paleoambiental fue efectuado a partir de los perfiles relevados durante las tareas de campo y complementado con la descripción de 30 cortes petrográficos, el análisis de 10 Rayos X (efectuado por personal del laboratorio de RX del Centro de Investigaciones Geológicas), el análisis de microfósiles (efectuado por la Dra. Sara Ballent, UNLP-CONICET) y el análisis de mamíferos fósiles (efectuado por la Dra. María de Encarnación Pérez y la Lic. Amalia Villafañe, MEF).

3.2.7. Caracterización de los depósitos cuaternarios

a) Confección de un mapa geomorfológico base-construcción de un mapa geomorfológico

Consistió en la generación de un mapa geomorfológico a partir del retrabajo de mapas, el análisis de estaciones de control de superficies y trabajo de gabinete con fotos imágenes y modelos de elevación. El mismo consistió en la interpretación de imágenes satelitales ALOS-AVNIR, ALOS-PRISM, SPOT y Quickbird del área, en conjunto con fotos aéreas de escala 1:50.000 (220 fotos) y de los modelos de elevación digital construidos (*véase 3.2.2. análisis morfométrico-análisis del drenaje, Figura 3.8*). Las fotos aéreas fueron analizadas con un estereoscopio de espejos y digitalizadas posteriormente para ser centralizadas en el SIG. Se construyeron modelos 3D de sectores clave previamente seleccionados, en donde los atributos de altura de los DEM eran transferidos a las imágenes y fotos aéreas. Estos cubos 3D permitieron analizar desde diferentes perspectivas a las superficies cuaternarias (visión en los 360°), variar los ángulos de incidencia de la luz y modificar las escalas verticales y horizontales.

METODOLOGÍA: CONSTRUCCIÓN DE UN MAPA GEOMORFOLÓGICO

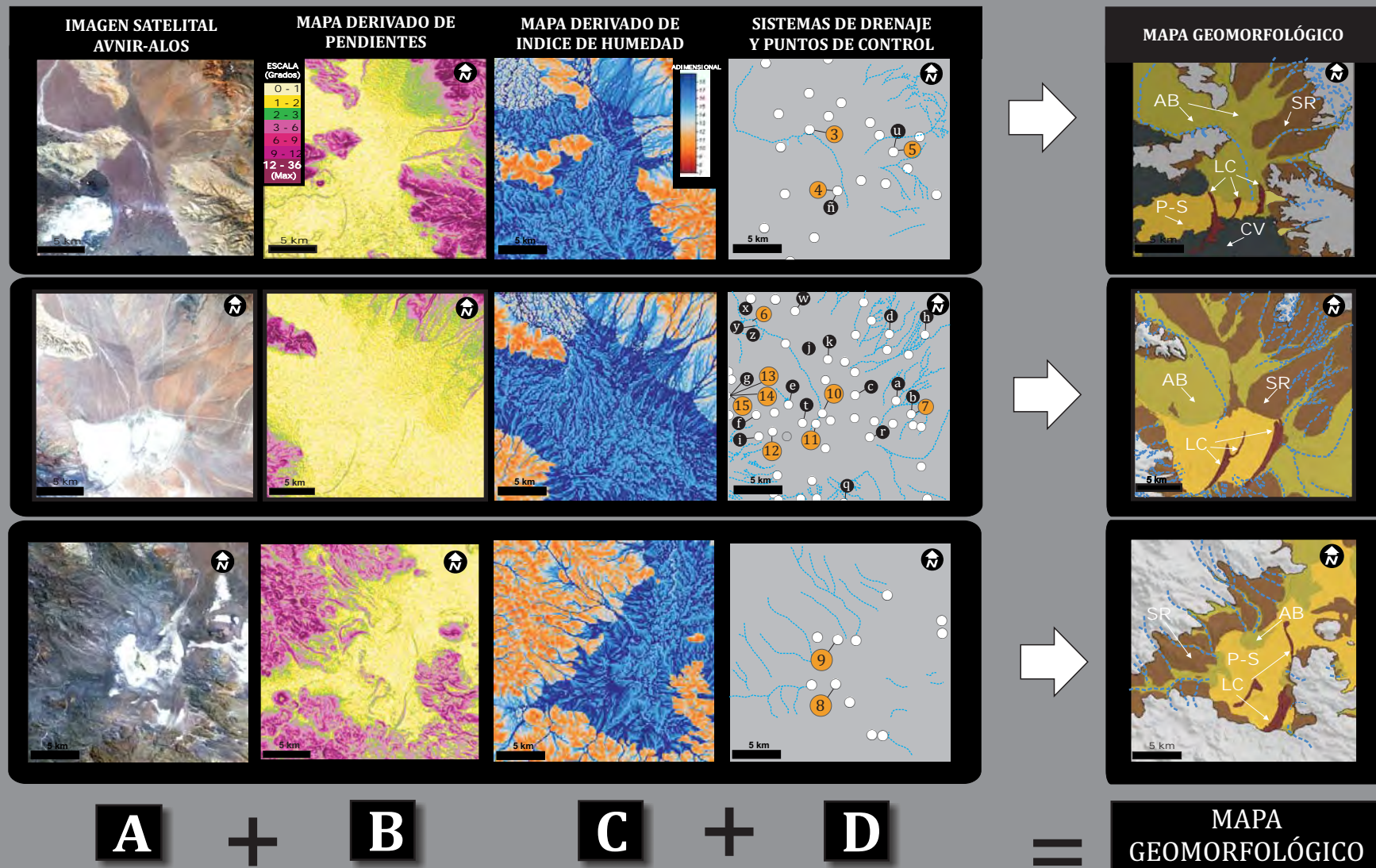


FIGURA 3.8. Metodología. La utilización de diferentes herramientas permitió la construcción de un mapa geomorfológico A: Imágenes satelitales, B: Mapa derivado de Pendientes, C: Mapa derivado de índice de humedad, D: Cursos transitorios y puntos de control (referencias de los mismos en figura 3.2). En el mapa geomorfológico: (AB) Abanicos, (SR) Superficie Remanente, (LC) Líneas de costa, (P-S) Playas-Salinas, (CV) Coladas volcánicas.

b) Análisis de Facies

Esta fase se caracterizó por la interpretación hidrodinámica y ambiental de las facies sedimentarias clásticas que componen al relleno cuaternario (columnas levantadas en las calicatas, y el testigo extraído en la Laguna Taquetrén: Lag-Ta1). Para el análisis del testigo se realizó un corte longitudinal, se fotografiaron en detalle los distintos niveles y se describió bajo lupa binocular a escala 1:1.

3.2.8. Construcción de un modelo de evolución de la Cuenca de Gastre

Esta etapa final, consistió en la integración de los resultados previamente procesados en gabinete, que fueron balanceados y contrastados con bibliografía de la región y de potenciales análogos de otras regiones del planeta. Se construyó un modelo conceptual de evolución de la Cuenca de Gastre con dos grandes finalidades: por un lado la contextualización de este bajo a lo largo de su evolución, discriminando los distintos controles y procesos que intervinieron, y por el otro, el contexto geotectónico en el que se enmarcó (el Bajo de Gastre como parte del Antepaís Nordpatagónico).

4.

MORFOGEOLOGÍA
Y ESTRUCTURA
DE LA CUENCA DE GASTRE

CAPITULO 4- MORFOGEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE GASTRE

4.1. INTRODUCCIÓN

Flanqueado por montañas oblicuas a la cadena andina, de hasta 1.900 metros de altura, el **bajo de Gastre** constituye, a más de 500 km al este de la trinchera, una de las depresiones topográficas más extensas del Antepaís Nordpatagónico. En la actualidad, este bajo topográfico actúa como una cuenca que permite la acumulación de materiales clásticos aportados por cursos transitorios (Coronato y del Valle, 1988) y depósitos piroclásticos provenientes del arco (Bermudez y Del Pino, 2011), cubriendo depósitos aluviales y fluviales más antiguos (Regairaz y Suivres, 1984); (Figura 4.1). Si el bajo de Gastre es una cuenca sedimentaria cabe preguntarse entonces: ¿Cuáles son sus límites? ¿Cómo y cuándo fue generada? ¿Qué influencia habrían tenido los fenómenos tectono-magmáticos que tuvieron lugar anteriormente? ¿Cómo fue su evolución?

A continuación se analizará la morfología y composición de los bloques y serranías que circunscriben al bajo de Gastre, para luego caracterizar la distribución y la cronología de las estructuras que la limitan, asociadas a los fuertes lineamientos previamente definidos en el área (véase Capítulo 2.2.1).

4.2. ANÁLISIS MORFOGEOLÓGICO

La cuenca de Gastre constituye un bajo alargado en sentido NW-SE de un poco más de 120 km de longitud y con un ancho variable desde apenas 6 km en su parte más estrecha, a 25 km en sus partes más anchas (Figura 4.2a). Está limitada por contrastantes y heterogéneos bloques de basamento de mayores alturas en su margen norte respecto de su margen sur con diferencias de hasta 600 metros (Capítulo 2.1). El área total que encierran estos frentes montañosos se aproxima a los 3.500 km², interrumpida por altos internos de basamento con alturas de entre 1.000 y 1.333 m (Sierra del Medio, Loma Alta, Loma Isla y Cerro Bota) (Figura 4.2b). Existen dos grandes sistemas de drenaje que atraviesan o alimentan a esta depresión: un sistema exorreico con vertiente atlántica y un sistema endorreico (Figura 4.3a). El sistema exorreico está compuesto por el Río Chico, curso permanente tributario del Río Chubut, cuya área de captura es superior a los 2.860

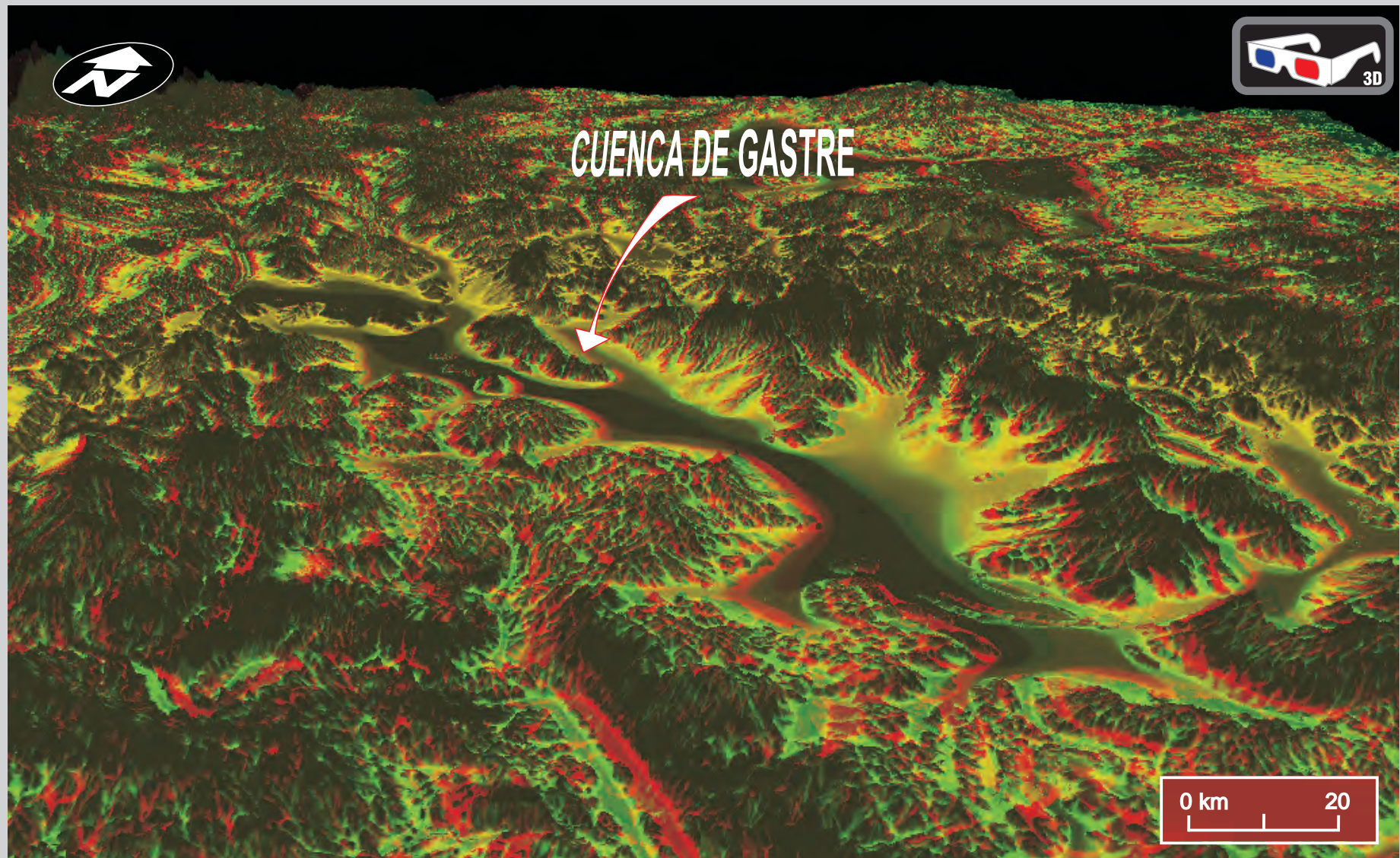


FIGURA 4.1. Vista 3D de la Cuenca de Gastre. Anaglifo construido a partir de un mapa derivado de pendientes.

LA CUENCA DE GASTRE

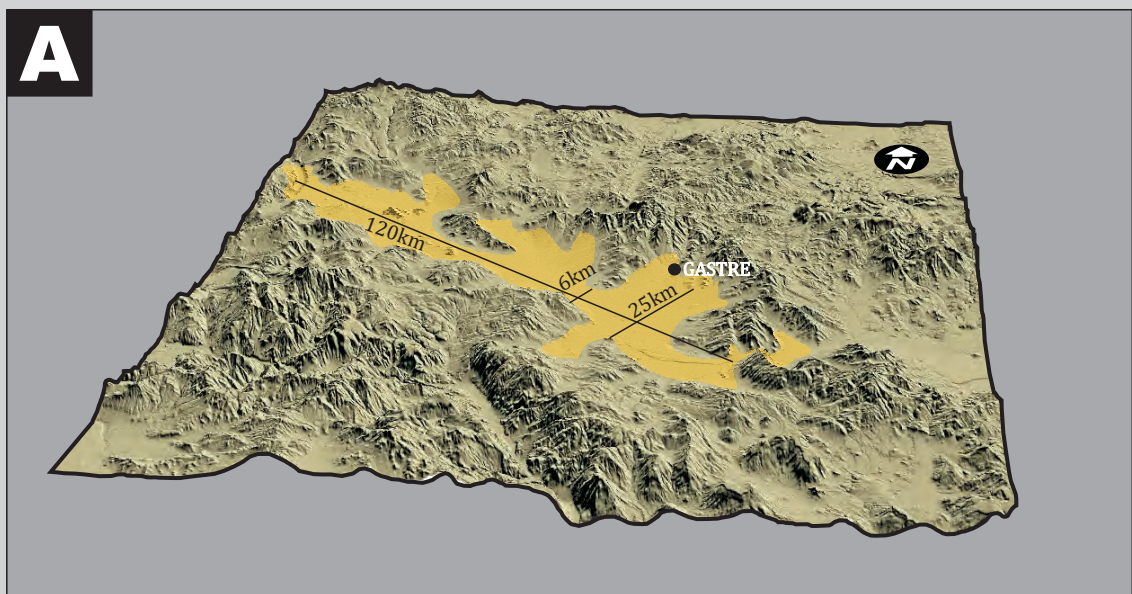


FIGURA 4.2. La Cuenca de Gastre A: Modelo en tres dimensiones B: Mapa planimétrico con Modelo de Elevación de fondo

LA CUENCA DE GASTRE

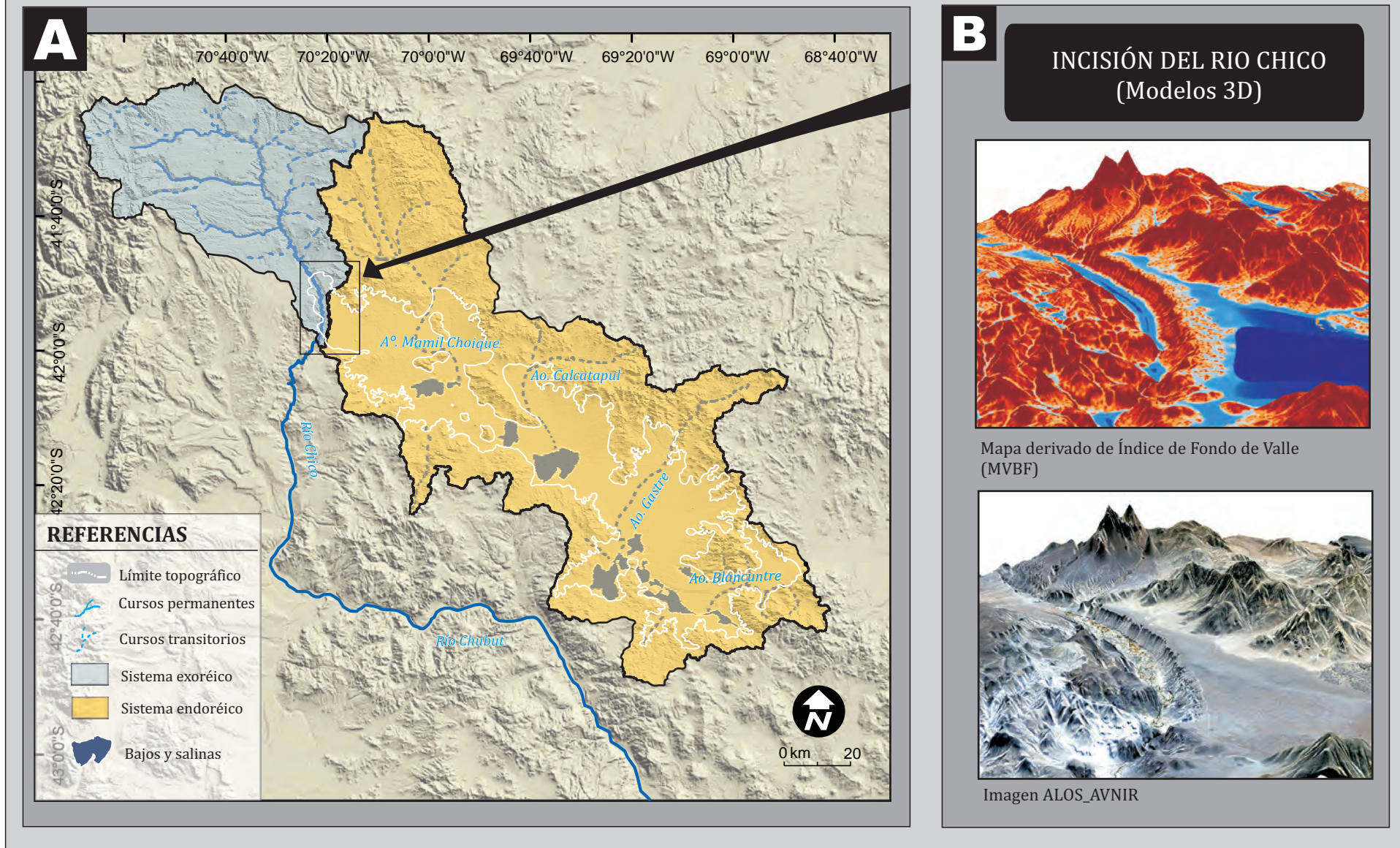


FIGURA 4.3. Sistemas de drenaje de la Cuenca de Gastre. A: Sistemas exorreico y endorreico. B: Modelos 3D de la incisión generada por el Río Chico en el límite oeste de la cuenca. Arriba: Mapa derivado de Fondo de Valle (MVBF). Abajo: Imagen ALOS-AVNIR. En ambos casos se utilizó para la coordenada de altura un modelo NASA-SRTM remuestreado a 30 m.

km². Este sistema disecta en sentido NNW-SSE el extremo occidental de la cuenca de Gastre, provocando incisiones del orden de los 100 m (Figura 4.3b). Esta particularidad confiere, a las márgenes del Río Chico, la localidad con mejores afloramientos de los depósitos que constituyen el relleno de la cuenca. El sistema endorreico presenta las características de bolsón y ocupa una superficie de más de 9.026 km². Está caracterizado por varias subcuencas constituidas por una red de drenaje de características transitorias, en la que se destacan los arroyos provenientes del sector nororiental: Arroyos Mamil Chique, Calcatapul, Gastre y Blancuntre. Cada uno de estos sistemas transitorios desemboca en salinas o lagunas temporales dispuestas en el piso de la cuenca, lugar donde se registran las menores alturas del bajo, a cotas de entre 830 y 850 metros sobre el nivel del mar (Figura 4.3a).

Dentro del área de estudio, la heterogeneidad fisiográfica (frentes montañosos a bajos topográficos; Figura 4.2), topográfica (cotas de entre 1800 m y 830 m; Figura 4.4) y litológica (granitoides paleozoicos hasta depósitos cuaternarios; Anexo 1), puede ser mejor entendida, si se agrupan regiones con características comunes. En función de lo antedicho, se definen cuatro grandes regiones morfogeológicas, cada una de ellas con características litológicas, fisiográficas y topográficas propias. Esos son: el sector oeste, el sector norte-este, el sector sur y el sector central (Figura 4.5).

- 1- *Sector oeste* (Figura 4.5): se identifica por altos topográficos compuestos de rocas volcánicas de la Formación Huitrera (Paleógeno) y en menor medida rocas del basamento ígneo-metamórfico (p.e. Cerro Rincón de las Bayas; Anexo 1; Figuras 4.2, 4.4). Estos bloques presentan alturas regionales intermedias (entre 960 a 1.060 msnm) y se encuentran traslapados o cubiertos por rocas neógenas y cuaternarias.
- 2- *Sector norte - este* (Figura 4.5): se caracteriza principalmente por altos topográficos compuestos por rocas de basamento ígneo-metamórfico, y rocas sedimentarias y volcánicas de la cuenca de Cañadón Asfalto (p.e. Sierra de Calcatapul, Sierra de Lonco Trapial y Sierra de Jaljalabul; Anexo 1; Figuras 4.2, 4.4). En menor medida, algunos afloramientos aislados de depósitos neógenos y afloramientos cuaternarios parcialmente interconectados con el Sector central, se disponen por encima de los anteriores. Esta región presenta las mayores alturas topográficas del área de trabajo (1.800 msnm).
- 3- *Sector sur* (Figura 4.5): se define por frentes montañosos compuestos por rocas volcánicas y sedimentarias de la cuenca de Cañadón Asfalto, por rocas de basamento ígneo-metamórfico, y por rocas sedimentarias continentales y

TOPOGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO Y ALREDEDORES

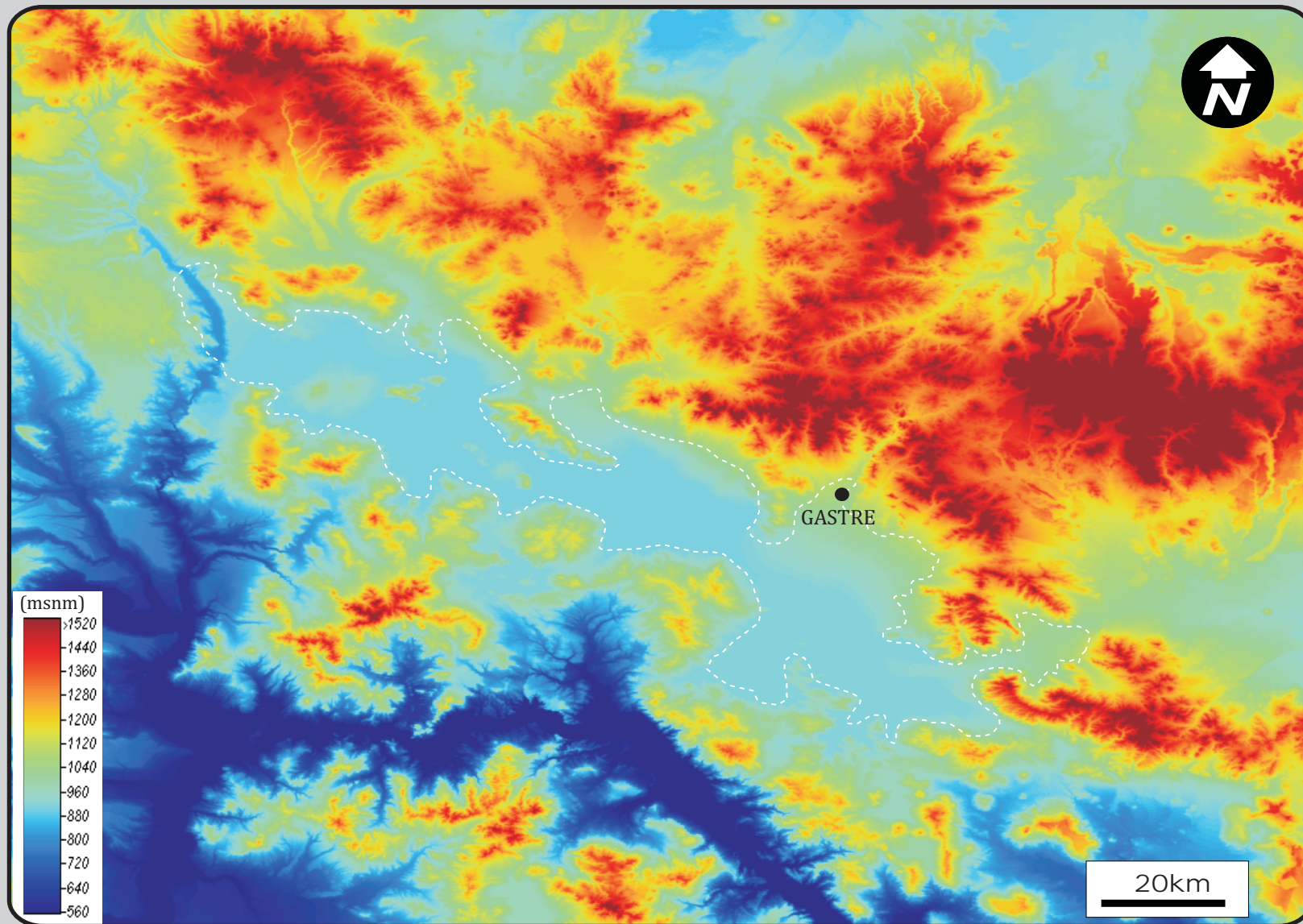


FIGURA 4.4. Modelo digital de elevación de la Cuenca de Gastre (NASA SRTM- remuestreado a 60 m).

LA CUENCA DE GASTRE: REGIONES MORFOGEOLOGICAS

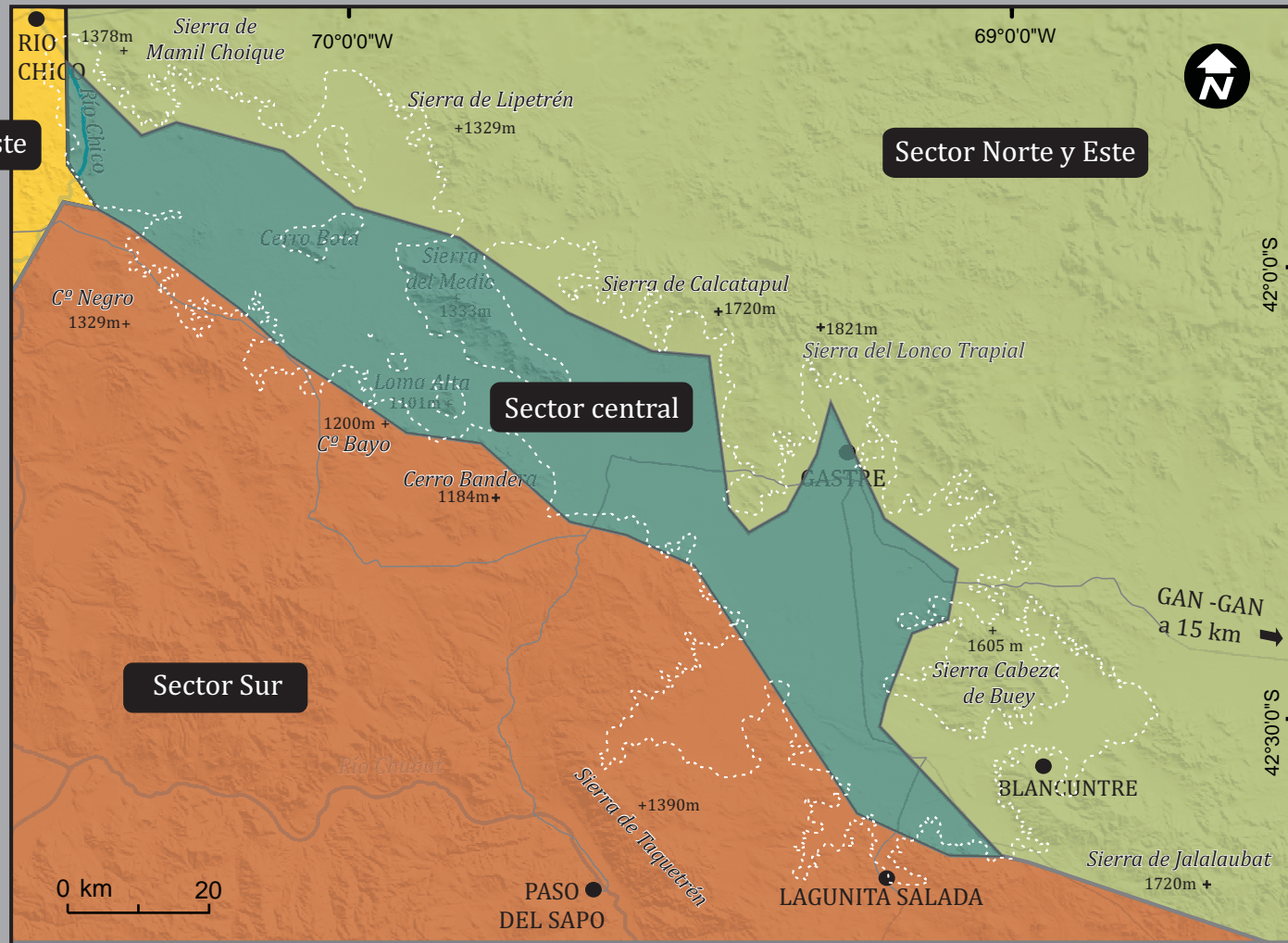


FIGURA 4.5. Regiones morfogeológicas de la zona de estudio definidas a partir de características topográficas, fisiográficas y naturaleza litológica

marinas del Cretácico Superior-Paleógeno (Anexo 1; Figuras 4.2, 4.4). Por encima de las anteriores se disponen afloramientos variables de rocas neógenas, y afloramientos cuaternarios interconectados con el Sector central. A pesar de presentar en su mayor parte rocas de las mismas características que el Sector norte-este, presenta alturas considerablemente menores, con valores regionales intermedios (1.180 a 1.390 msnm).

- 4- *Sector central* (Figura 4.5): representa estrictamente la depresión topográfica conocida como Bajo de Gastre, constituida por cotas topográficas bajas (entre 830 y 900 m; Figuras 4.2, 4.4). Se compone esencialmente de depósitos cuaternarios sedimentarios y volcánicos, parcialmente interrumpidos en forma pasiva por altos topográficos (p.e. Sierra del Medio, Cerro Bota o Loma Alta (Figura 4.2a). Estos bloques internos, compuestos por rocas ígneo-metamórficas y rocas sedimentarias y volcánicas de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Anexo 1), presentan cotas de entre 1.000 y 1.333 m sobre el nivel del mar.

4.3. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El área donde se encuentra asentada la cuenca de Gastre registra una historia que abarca millones de años y que tuvo lugar bajo diferentes condiciones tectónicas (véase Capítulo 2.2.1). Episodios de deformación contraccional en el Cretácico Temprano tardío (Figari, 2005; Allard et al., 2011), fueron precedidos por fases distensivas Jurásicas (Figari, 2005), que a su vez habían sido precedidas por eventos de deformación más antiguos (Coira et al., 1975; Ramos, 1977; Rapela et al., 1992; von Gosen y Loske, 2004; Zaffarana, 2011). Si bien el origen de la cuenca de Gastre ha sido propuesto para el lapso Cenozoico-Cuaternario, cuando habría tenido lugar el levantamiento de los bloques que limitan actualmente la cuenca (Coira et al., 1975; Regairaz y Suivres, 1984; Dalla Salda y Franzese, 1987), la historia previa resulta importante por la potencial influencia en su configuración y evolución. Estas estructuras más antiguas podrían haber sido invertidas o reactivadas durante la configuración del bajo, rasgo que ha sido citado por otros autores para la fase deformacional cretácica, a través de la inversión de fallas normales preexistentes (Figari y Courtade, 1993; Figari et al., 1996; Figari, 2005; Allard et al., 2011). Se hace, por consiguiente, imprescindible añadir al análisis estructural, pautas cronológicas capaces de separar las estructuras creadas con la cuenca, de las antiguas, reactivadas y/o invertidas (*sensu* Holdsworth et al., 1997, analizando en cada caso la relación existente entre cada una de ellas y la estratigrafía de la región.

4.3.1. Sector oeste

Esta región se localiza en el extremo oeste de la cuenca de Gastre, donde aparecen buenas exposiciones litológicas y estructurales en las márgenes del Río Chico (Figura 4.6). Este sector está caracterizado por una estructura principal de dirección NNW-SSE y vergencia hacia el este de más de 10 km de largo, la cual fue previamente definida como un lineamiento del Sistema Comallo (Coira et al., 1975); (Anexo 1; Figura 4.7a). Se trata de una prolongación del Corrimiento Río Chico descrito en las cercanías del Lago Nahuel Huapi, donde constituye el límite oriental de la Faja Corrida y Plegada de Ñirihuau (Giacosa y Heredia, 2004). En la zona de estudio, este corrimiento expone, a 1.060 msnm, un bloque con orientación NW-SE compuesto por rocas volcánicas eocenas de la Formación Huitrera (Anexo 1), y, más al norte, a 920 m de altura, otro bloque compuesto por rocas de basamento ígneo-metamórfico (Figura 4.7a). La compleja exhumación de los mismos se asocia, a su vez, con estructuras de menor orden oblicuas a la estructura principal (Anexo 1). Se trata de fallas inversas con rumbos y vergencias disímiles, con dimensiones de entre 0,5 y 3 kilómetros. En la mayoría de los bloques se observan niveles de la Formación La Pava solidarios a los mismos con diverso grado de deformación, que va desde suaves plegamientos hasta inversión total por fallamiento. Al sur del cerro Rincón de las Bayas se exhiben suaves plegamientos en la Formación La Pava, cuyos flancos muestran inclinaciones de entre 15° y 30°. Estos anticlinales y sinclinales muy abiertos presentan longitudes de onda de 200 a 400 m y ejes aflorantes menores a los 1.000 m (Anexo 1; Figura 4.7b). Depósitos de la misma formación se presentan con inclinaciones subverticales o volcados en las zonas cercanas a las fallas (Figura 4.7c), tal como se registra en el extremo sur del cerro Rincón de las Bayas, donde se ha medido un rechazo vertical de hasta 100 metros. En esta misma localidad la Formación Collón Curá y la Formación Río Negro se disponen en forma horizontal, cubiertas por depósitos cuaternarios, sin evidencias de deformación.

4.3.2 Sector norte - este

Este sector, cuyos cerros presentan las mayores alturas de la región, está caracterizado por rocas del basamento ígneo-metamórfico y, en menor medida, depósitos mesozoicos representados por niveles iniciales de la cuenca de Cañadón Asfalto (Formaciones Las Leoneras, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto; Anexo 1; Figura 4.8). Apoyando por sobre las rocas paleozoicas y mesozoicas, en distintas partes de este sector, se disponen depósitos neógenos (Formaciones La Pava y Collón Curá) en forma de

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR OESTE

VISTA GENERAL

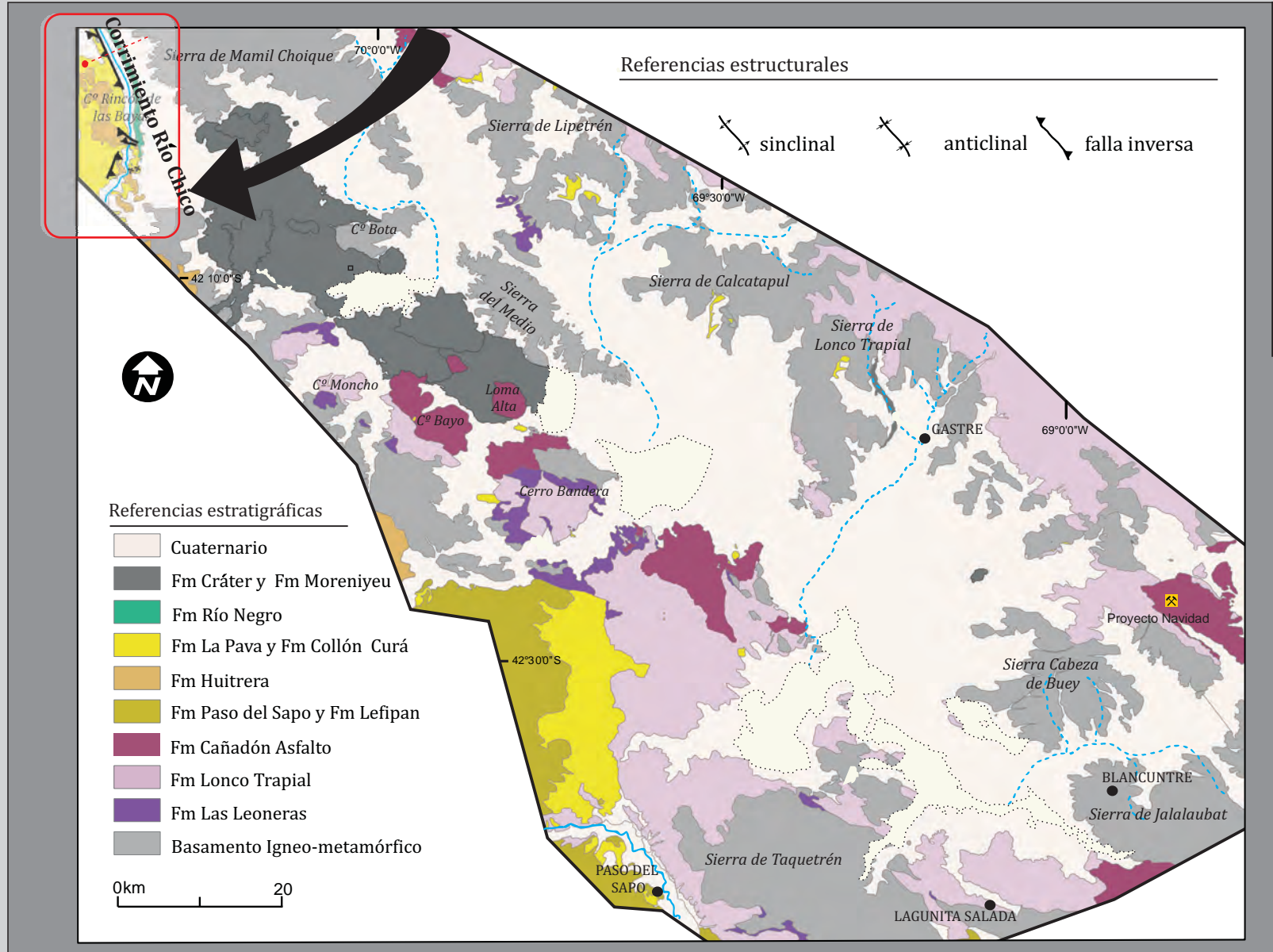


FIGURA 4.6. Mapa geológico de la Cuenca de Gastre. Se resalta el Sector Oeste de la misma con las estructuras que lo caracterizan. Para más información de este sector consultar Anexo 1. La línea roja punteada marca la ubicación de la figura 4.7a

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR OESTE

A



B



C



FIGURA 4.7. Principales rasgos estructurales del Sector Oeste: A: bloques de basamento invertidos con niveles basculados de la Formación La Pava; por encima estratos de la Formación Collón Curá. Ver ubicación en figura 4.6. B: Pliegues en la Formación La Pava que sirven de límite para la acumulación de estratos de la Formación Collón Curá. C: Estratos volcados de la Formación La Pava

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR NORTE- ESTE

VISTA GENERAL

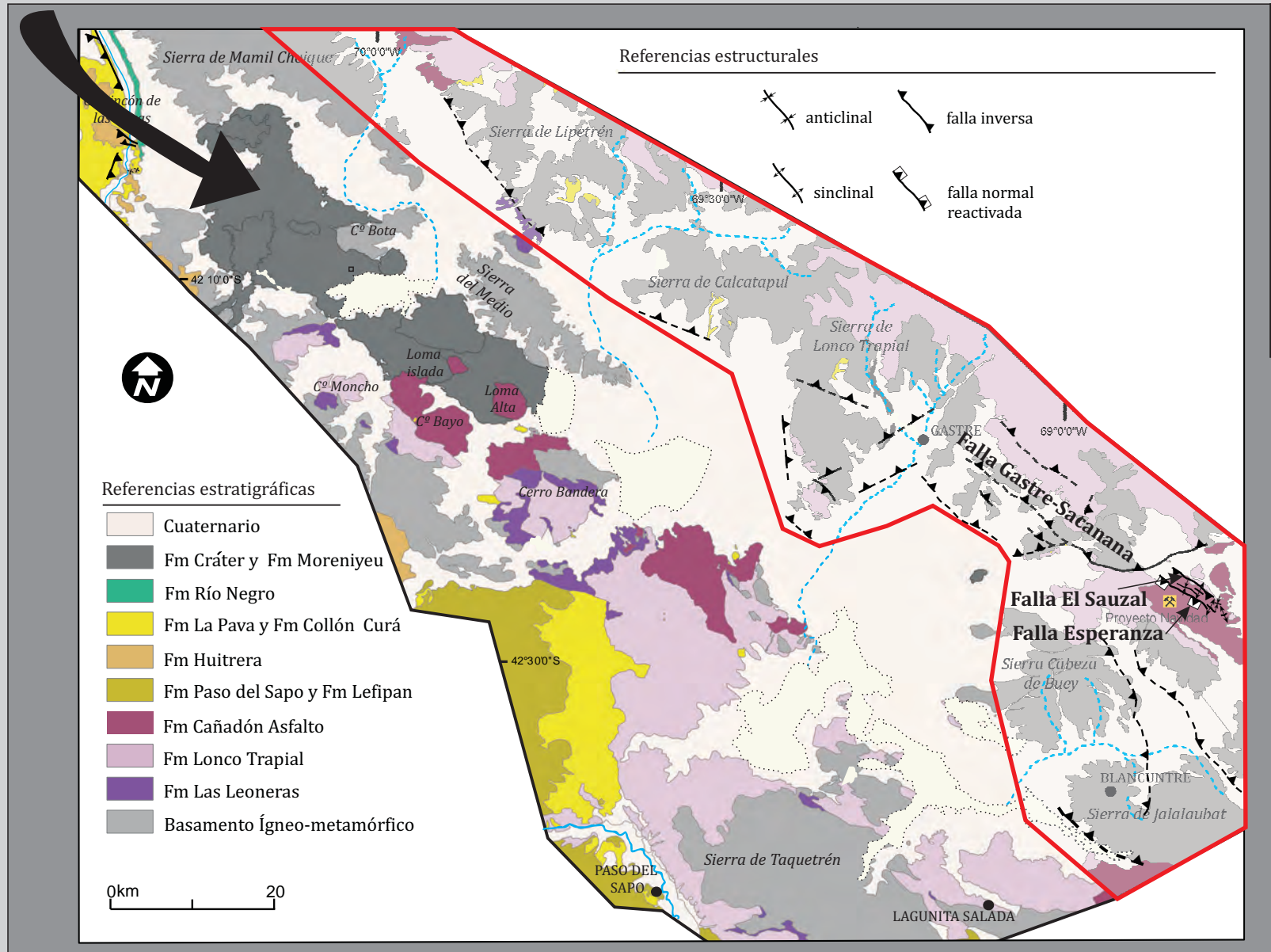


FIGURA 4.8. Mapa geológico de la Cuenca de Gastre. Se resalta el Sector Norte y Este de la misma con las estructuras que lo caracterizan. Para más información de este sector consultar Anexo 1

afloramientos saltuarios (Anexo 1). Para el análisis estructural de este sector se complementaron los datos de superficie con información de subsuelo correspondiente a perforaciones (diamantina) del proyecto Minero Navidad, localizado en el extremo NE de la Cuenca de Gastre (Anexo 1; Figura 4.2b).

Las estructuras responsables del levantamiento de los bloques de este sector se ubican conformando juegos paralelos al frente montañoso, que en sectores aparecen interrumpidos por estructuras oblicuas, relacionadas con prolongaciones del basamento hacia el centro de la cuenca (p.e. Sierra de Calcatapul; Anexo 1; Figura 4.8). La estructura que se considera más importante es la Falla Gastre-Sacanana, de más de 35 km de longitud (Figura 4.8). Presenta un rumbo que varía gradualmente, desde ENE en el límite oriental de la cuenca, hasta NW hacia el extremo oriental. Se trata de una falla subvertical en superficie, que exhuma y apoya rocas del basamento ígneo-metamórfico por encima de depósitos mesozoicos. En el sector más oriental de esta estructura, sobre los depósitos mesozoicos se registran estratos de la Formación La Pava con inclinaciones de hasta 60°, sugiriendo un importante basculamiento posterior a la depositación de esta unidad (Anexo 1). En el subsuelo de este sector, perforaciones de prospección del Proyecto Navidad registran zonas de falla con el mismo rumbo observado en superficie y un escalón del basamento ígneo-metamórfico superior a los 300 m, compatible con lo observado en superficie (Información inédita, Proyecto Navidad). Hacia el oeste de esta estructura se infieren, sobre la base de su continuidad espacial ramificaciones oblicuas sintéticas a la falla principal, asociadas con una prolongación del basamento hacia el centro de cuenca (Anexo 1). En este sector, apoyando en forma solidaria con el basamento, también se registran niveles de la Formación La Pava basculados, con inclinaciones de 40° hacia el SW (Anexo 1). Más hacia el noroeste, las asimetrías topográficas y de pendientes de bloques del basamento paralelos al frente montañoso, localizados 5 km al SE de Gastre, permiten inferir que la Falla Gastre-Sacanana se extendería al menos hasta ese sector (Anexo 1). La prolongación noroeste de esta estructura hasta la Sierra de Calcatapul es menos evidente debido a que su desarrollo involucra exclusivamente a rocas del basamento ígneo-metamórfico, hecho por el cual la mayor parte de los trabajos de esta área han definido lineamientos (Coira et al., 1975; Rapela, 1991; Rapela et al., 1992; von Gosen y Loske, 2004; Zaffarana et al., 2010) o zonas de deformación y no estructuras “en sentido estricto”. Estos lineamientos, por su parte, están asociados con superficies escarpadas subverticales y perfiles topográficos contrastantes, característica que permitiría interpretarlas como fallas generadas dentro del basamento (Azor et al., 2002; Burbank y Anderson, 2005). En la Sierra de Calcatapul, como consecuencia de esta prolongación del basamento respecto del resto del frente montañoso, estructuras oblicuas sintéticas y antitéticas se relacionan

entre sí a distintas escalas (Anexo 1; Figura 4.8). La sumatoria de observaciones a lo largo de esta estructura permite interpretar a la Falla Gastre – Sacanana como una falla inversa con vergencia hacia el SW, con un rechazo vertical mínimo de 300 m, estimado por el desacople del basamento ígneo-metamórfico registrado en perforaciones cercanas al área del Proyecto Navidad a un lado y otro de la falla.

En el sector noroeste de la cuenca de Gastre, la Sierra de Lipetrén muestra una importante asimetría topográfica y de pendientes hacia el SW, con estratos mesozoicos inclinados hacia el NE y un basculamiento de hasta 29° en la Formación La Pava (Anexo 1; Figura 4.8). Esta evidencia, en conjunto con los resultados obtenidos mediante SEV (CNEA, 1990d) y perforaciones (Información inédita, Proyecto Navidad) en otras partes de la cuenca, que muestran una importante discontinuidad del basamento a los pocos kilómetros de los frentes montañosos, permiten definir una estructura de fallamiento asociada a la margen suroeste de la Sierra de Lipetrén. Se infiere que se trataría de una falla inversa de rumbo NNW y vergencia hacia el suroeste ubicada en la unión piedemonte-montaña, con más de 20 km de longitud. La falta de indicadores estratigráficos a uno y otro de la falla impide definir la magnitud del rechazo vertical.

El límite este de la cuenca de Gastre está constituido por dos bloques: al sureste por la Sierra de Jalalabat y al noreste por la Sierra Cabeza de Buey, ambas con elevaciones mayores a los 1.600 metros sobre el nivel del mar (Figuras 4.2 y 4.8). La primera está compuesta exclusivamente por basamento ígneo-metamórfico y posee un borde occidental recto de orientación NW-SE (Figura 4.8), al cual se le asocia una falla inversa inferida ya por otros autores (Figari, 2005). Sobre la base de datos morfométricos se infiere la presencia de otras dos estructuras contraccionales al este de esta falla. Se trata de dos fallas antitéticas de rumbo NNW que atraviesan parcialmente a la Sierra de Jalalabat, prolongándose al norte hacia la Sierra Cabeza de Buey (Figura 4.8). El borde occidental de la Sierra Cabeza de Buey posee baja pendiente y aparece parcialmente cubierto, en relación de traslape, por niveles de la Formación Collón Curá dispuestos horizontalmente. En la parte central de esta sierra, las mayores elevaciones están generadas por la prolongación de las estructuras que cortan la Sierra de Jalalabat. Este juego antitético de estructuras habría sido responsable, al oeste del mismo, del levantamiento de la Sierra Cabeza de Buey, y al este, en el sector del Proyecto Navidad, del basculamiento de las unidades mesozoicas (Anexo 1; Figura 4.8). En esta zona, dos estructuras estrechamente asociadas de más de 7 km de largo y rumbo NW controlan la distribución de los afloramientos mesozoicos (Figura 4.8). La estructura principal se trata de una falla subvertical, denominada aquí como Falla Esperanza, interpretada como una falla normal invertida con vergencia al NE. A ésta se le asocia a una falla menor (Falla El

Sauzal), de menor ángulo con respecto al anterior ([Anexo 1](#)), interpretada como un atajo del bloque bajo o *footwall shortcut* ([Informe inédito, Proyecto Navidad](#));

4.3.3 Sector Sur

Se define por frentes montañosos de alturas regionales intermedias localizados al sur de la cuenca de Gastre. Está caracterizado por rocas de la misma naturaleza que las que componen el borde norte y este (basamento ígneo-metamórfico y niveles iniciales de la cuenca de Cañadón Asfalto), y, además, por rocas sedimentarias continentales y marinas del Cretácico Superior-Paleógeno (Formaciones Paso del Sapo y Lefipán; [Figura 4.9](#)). Cubriendo a las anteriores, aparecen depósitos continentales neógenos con distribución variable ([Figura 4.9](#)), desde afloramientos puntuales de pequeña escala (p.e. Cerro Bayo, Cerro Bandera) hasta afloramientos con distribuciones de varios kilómetros (p.e. cercanías del Río Chubut). En este sector se reconocen dos estructuras de gran escala asociadas, cada una de ellas, a estructuras menores: la Falla del Río Chubut Medio, previamente definida por ([Figari y Courtade, 1993](#)) y otra identificada en este trabajo denominada Falla Moncho-Bandera ([Anexo 1 y Figura 4.9](#)).

La falla del Río Chubut Medio es una falla subvertical de orientación NNW-SSE e inclinación de alto ángulo hacia el NE ([Anexo 1](#)), interpretada como el borde activo de un depocentro extensional Jurásico invertido durante el Terciario ([Figari y Courtade, 1993](#); [Figari, 2005](#)). Esta estructura, de más de 90 km de largo, es la responsable del levantamiento de la Sierra de Taquetrén, donde rocas del basamento ígneo-metamórfico y del relleno inicial de la cuenca de Cañadón Asfalto son exhumadas y levantadas hasta 1.400 msnm, conformando un anticlinal emergente asimétrico con vergencia hacia el SW ([Anexo 1](#)). Apoyando sobre toda la secuencia estratigráfica de la cuenca de Cañadón Asfalto, mediante discordancia angular y con cotas de hasta 1.100 msnm, se disponen rocas de la Formación Paso del Sapo, que al este de esta estructura se encuentran a sólo 600 msnm ([Anexo 1](#)). La falla del Río Chubut Medio posee ramificaciones hacia el noroeste, compuestas por dos fallas inversas sintéticas. La primera de ellas, con una extensión de casi 10 km con rumbo NW, se localiza entre 1 km y 1,5 km al noroeste de la estructura principal. La segunda ramificación se origina sobre la primera y se dispone a lo largo de 4 km en sentido E-W. Estas fallas involucran a rocas de la Formación Lonco Trapial y a rocas de la Formación La Pava, mientras que las rocas de la Formación Collón Curá se disponen desarrollando un conjunto de discordancias progresivas en su base y traslapan en forma horizontal en su parte media y superior ([Figura 4.10a](#)). La disposición

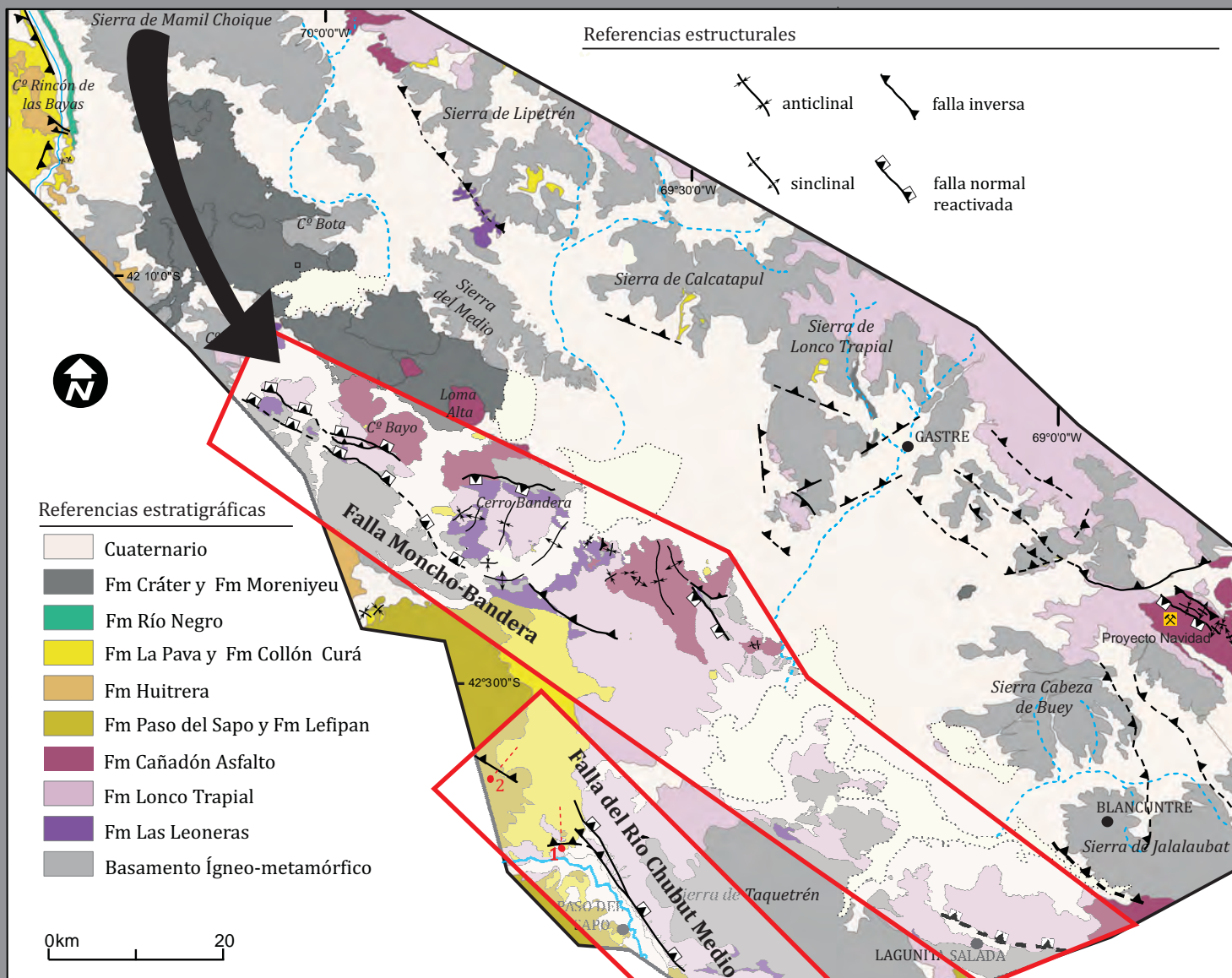


FIGURA 4.9. Mapa geológico de la Cuenca de Gastre. Se resalta el Sector sur con las estructuras que lo caracterizan. Para más información de este sector consultar Anexo 1. La líneas rojas punteadas marcan las secciones fotográficas de las Figuras 4.10a (1) y 4.10b (2)

sintética de estas fallas inversas con respecto a una estructura mayor (falla del Río Chubut Medio), definida como una falla invertida de borde de graben (Figari, 2005), permite interpretar a estas ramificaciones como atajos del bloque bajo (McClay y Buchanan, 1992; Henk y Nemcok, 2008).

A 10 km hacia el NE de estas ramificaciones se observó un corrimiento de piel fina con orientación levemente oblicua a la falla del Río Chubut Medio (Anexo 1; Figuras 4.8, 4.10b). Posee más de 6 km de largo y vergencia hacia el SW e involucra a rocas de la Formación Paso del Sapo. Es importante destacar que, 20 km al oeste de la localidad de Paso del Sapo, se han observado en esta misma unidad, pliegues por propagación de falla y pliegues por flexión de falla de orientación NW-SE con vergencia al NE y de poco rechazo (Ruíz, 2006).

Por su parte, la Falla Moncho-Bandera es una estructura subvertical con inclinación hacia el NE, de más de 30 km de extensión (Anexo 1; Figura 4.9). Presenta un rumbo general N 55° W y está constituida por segmentos internos cuyo rumbo puede variar entre N 90° W y N 40° W. Esta falla de alto ángulo limita afloramientos del Jurásico con fuerte contraste de espesor en sentido paralelo y transversal a la falla, lo que implica que la Falla Moncho-Bandera fue una estructura activa durante el relleno de la cuenca de Cañadón Asfalto. Todas estas evidencias permiten definirla como una falla normal invertida, responsable del levantamiento de los cerros Moncho, Bayo y Bandera, constituyendo un límite de gran jerarquía en la configuración de los depocentros mesozoicos. Las cubetas mesozoicas aparecen limitadas hacia el noreste por fallas menores localizadas en el Cerro Bayo y en el Cerro Bandera, que les imprimen a los límites diferentes configuraciones (Anexo 1). En la zona de los cerros Moncho y Bayo se registra una fractura de gran importancia, 2,5 km al NE de la falla principal. Se trata de una falla subvertical con inclinación hacia el NE que afecta distintitos niveles estratigráficos de las secuencias mesozoicas. A menos de 3 km al noreste de esta estructura se observaron, también, afloramientos de la Formación La Pava basculados hacia el noreste (Figura 4.11a). Ambas observaciones muestran desacoples estratigráficos de las secuencias mesozoicas y la presencia de niveles de la Formación La Pava deformados, lo cual define a esta estructura como una falla normal invertida (Figura 4.9). En el Cerro Bayo, asociada a la misma estructura, se observa una falla inversa de menor orden (Figura 4.11a). Presenta rumbo y vergencia similar, y es interpretada como un atajo del bloque bajo generado durante la inversión (McClay y Buchanan, 1992; Henk y Nemcok, 2008). La relación sintética entre dos estructuras normales invertidas permite definir la presencia de un hemigraben de más de 2 km de ancho que habría sido activo en tiempos de la cuenca de Cañadón Asfalto (Anexo 1; Figura 4.11b).

SECTOR SUR: RELACIONES DE SUPERPOSICIÓN Y ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

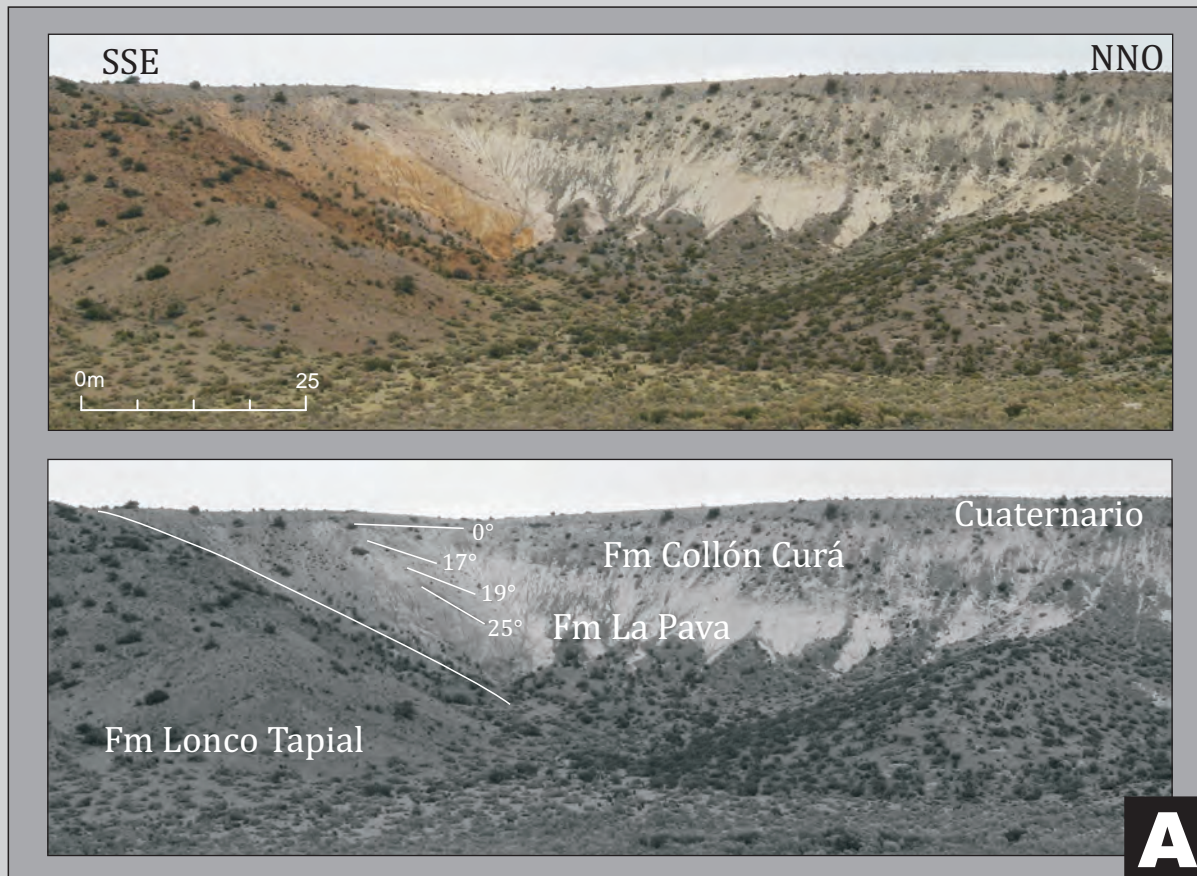


FIGURA 4.10. Principales rasgos estructurales del Sector sur. A: Estratos plegados de la Formación La Pava y estratos de crecimiento en la Formación Collón Curá que hacia el tope de la misma aparecen en forma horizontal. Las líneas blancas representan proyección de estratos ($n = 14$). Ubicación en Figura 4.9 (1). B: Corrimiento de piel fina en la Formación Paso del Sapo. Las líneas blancas marcan la traza de los estratos, y las negras el límite de los dominios. Valores de inclinación tomados en el campo ($n = 23$). Las líneas de punto corresponden a proyecciones inferidas a partir de los datos relevados. Ubicación en Figura 4.9 (2).

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: BORDE SUR, CERRO BAYO

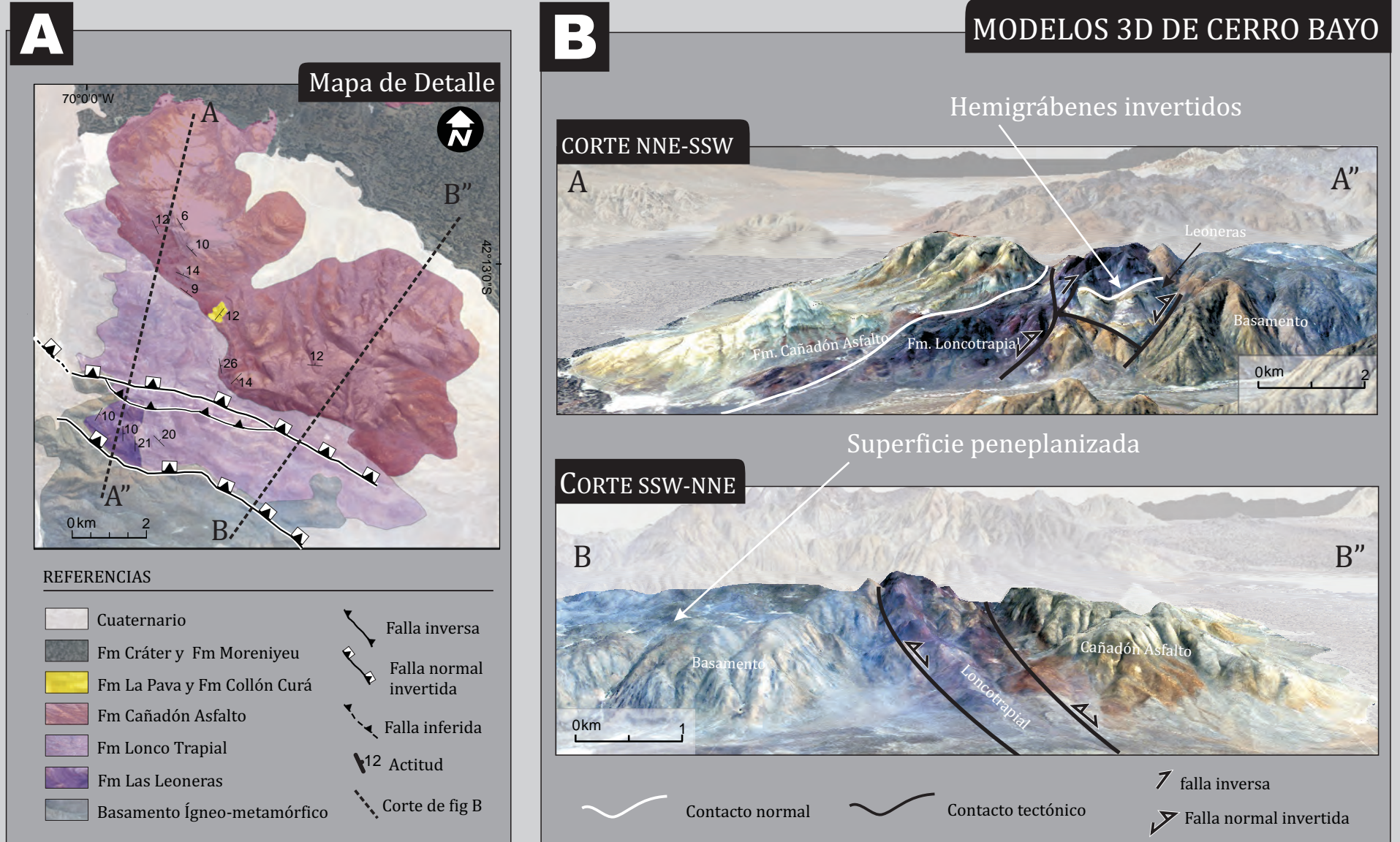


FIGURA 4.11. Análisis estructural de detalle en el sector sur de la cuenca de Gastre: Cerro Bayo. A: Mapa geológico de detalle B: Modelos digitales de elevación 3D con superposición de imágenes ALOS-AVNIR del cerro Bayo, donde se observan superficies peneplanizadas labradas sobre el basamento ígneo-metamórfico, y hemigrábenes invertidos de la cuenca de Cañadón Asfalto.

Al sureste de esta zona, en el sector norte del Cerro Bandera (Anexo 1), se localiza una falla subvertical de rumbo WNW-ESE con inclinación hacia el suroeste, que en su extremo oriental afecta a los depósitos iniciales de la cuenca de Cañadón Asfalto (Formación Las Leoneras), mientras que hacia su sector occidental atraviesa a depósitos de la Formación Cañadón Asfalto (Anexo 1; Figura 4.9). En los depósitos cercanos a esta estructura se registran fuertes inclinaciones en las unidades mencionadas, y, entre esta estructura y la Falla Moncho-Bandera, se observan anticlinales y sinclinales desarrollados en las Formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial junto con capas basculadas de la Formación La Pava. Esta suma de evidencias apoya la definición de esta estructura como una falla normal invertida. La relación conjugada entre ella y la falla principal definen un graben invertido de casi 10 km de ancho. Internamente, como consecuencia de su exhumación, aparecen desarrollados pliegues con ejes de entre 2 y 5 km de largo con orientaciones oblicuas a las fallas normales principales (Anexo 1; Figura 4.9). Grábenes y hemigrábenes de dimensiones similares a los observados asociados a la Falla Moncho-Bandera han sido definidos por otros autores en el depocentro de la cuenca de Cañadón Asfalto conocido como Gorro Frigio (Figari, 2005; Allard et al., 2011), fuera del área de estudio.

Hacia el sureste de la Falla Moncho Bandera, donde la misma deja de tener expresión en superficie, se observa un patrón de intersección de estructuras oblicuas entre sí desarrollando un sistema complejo de inversión. Fallas inversas y normales reactivadas de menos de 10 km y pliegues de hasta 12 km de largo caracterizan este sector con predominio de orientaciones de rumbo NNE y NW. Estas estructuras afectan la distribución de los depósitos de la cuenca de Cañadón Asfalto y basculan a depósitos de la Formación La Pava (Anexo 1; Figura 4.9). Más al suroeste, en el extremo este de la Sierra de Taquetrén (Anexo 1), delimitando a la cuenca de Gastre, otros autores han descrito fracturas de rumbos similares a la Falla Moncho-Bandera (Figari et al., 1996; Figari, 2005; Lizuain y Silva Nieto, 2005). Si bien la cinemática que caracteriza a estas estructuras no ha sido descrita, la relación entre las fracturas y los depósitos afectados, en conjunto con las observaciones registradas en la Falla Moncho-Bandera y el análisis de perfiles topográficos a partir de modelos de elevación digital permiten realizar algún tipo de inferencia, al menos para aquellas de mayor jerarquía. Los resultados de una sección topográfica perpendicular a la estructura que atraviesa la localidad de Lagunita Salada, localizada entre el basamento ígneo-metamórfico y depósitos volcánicos de la Formación Lonco Trapial, muestran una marcada asimetría al noroeste de la falla (Figuras 4.12a y b). Por el contrario, al suroeste de la misma, la superficie del basamento ígneo-metamórfico aparece con muy bajas pendientes, con aspecto de peneplanicie. Estas características

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: BORDE SUR, LAGUNITA SALADA

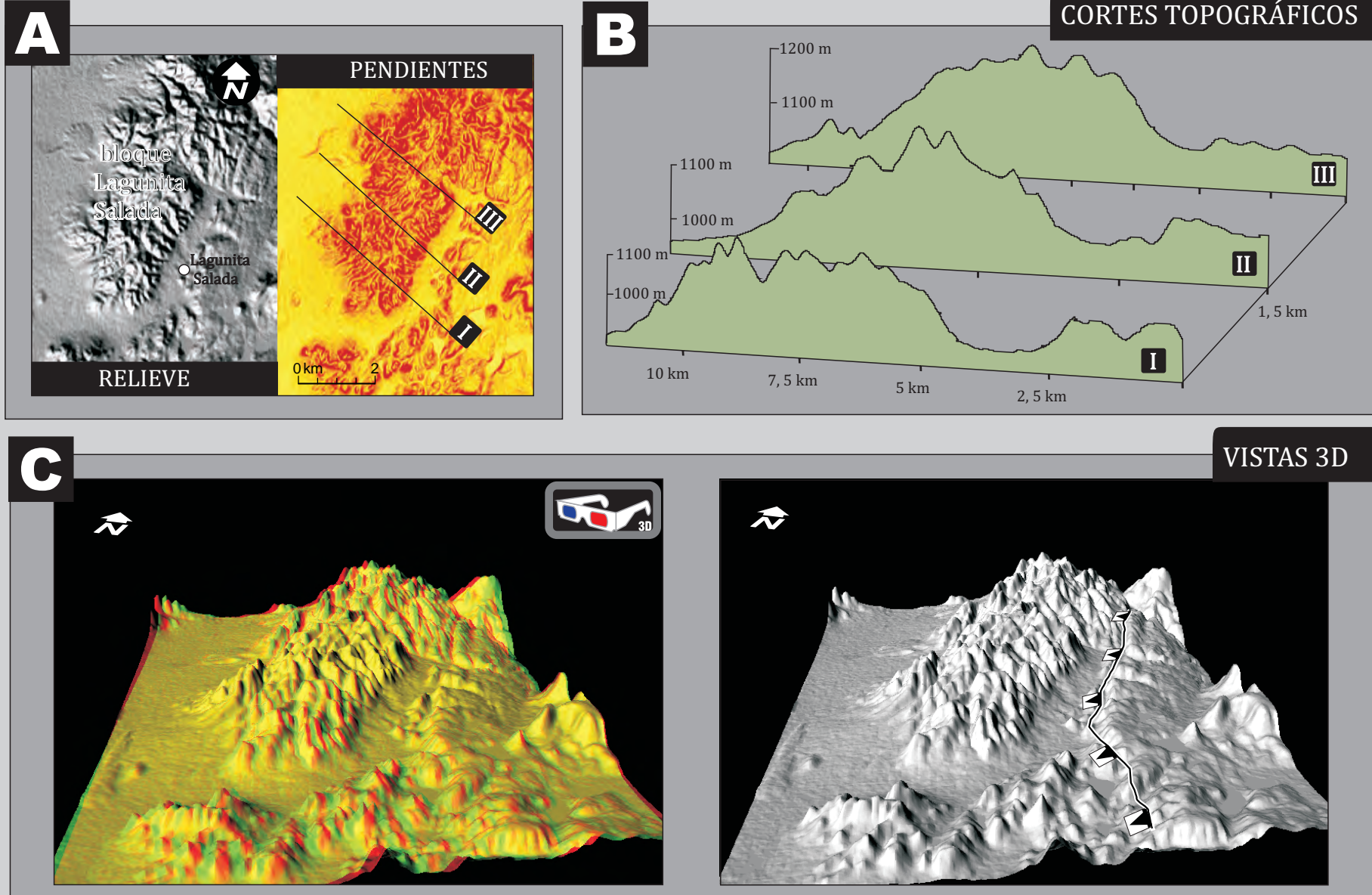


FIGURA 4.12. Análisis morfométrico de la Sierra de Lagunita Salada. A: mapa derivado de relieve y mapa derivado de pendientes con localización de cortes topográficos B:cortes topográficos del bloque Lagunita Salada. Obsérvese la marcada asimetría del bloque hacia el SW. Al SW del mismo se observa una superficie peneplanizada de muy baja pendiente. C: vistas 3D del sector. Anaglifo a la izquierda y a la derecha, mapa derivado de relieve con localización de la falla normal invertida interpretada. Exageración vertical x 8

permiten definir a la estructura responsable del levantamiento de la Sierra cercana a la localidad de Lagunita Salada, como una falla normal invertida de orientación WNW-ESE con vergencia hacia el SW (Figura 4.12c). Se interpreta a la misma como una prolongación aflorante en superficie de la Falla Moncho- Bandera (Anexo 4.1; Figura 4.9).

4.3.4 Sector Central

Este sector involucra al área interna de la cuenca de Gastre, definida por las estructuras asociadas a frentes montañosos que le ponen límite y a los altos internos de la misma (Figura 4.13). Las particularidades de este sector (cubierto en más de un 80% por depósitos cuaternarios), implicó complementar la información adquirida en los bloques internos aflorantes (únicamente altos de basamento) con información de subsuelo propia (imágenes de pozo) y preexistente (sondeos eléctricos verticales, SEV) como forma de conocer la distribución y geometría que presentan estos depósitos en el subsuelo.

Diferentes estudios directos (análisis de afloramientos en sitios de importante incisión fluvial y análisis de imágenes de pozo) e indirectos (sondeos eléctricos verticales preexistentes en el área; (CNEA, 1990d)), demuestran que debajo de los depósitos cuaternarios existen depósitos neógenos volcánoclasticos asignables a las Formaciones La Pava y Collón Curá (Figuras 4.14a, b y c). Con la información de subsuelo fue construido un mapa estructural del techo de la Formación Collón Curá (Figura 4.14c; para más detalles ver Sección 3.2.6). El mapa estructural muestra una distribución de esta unidad a lo largo y ancho de toda la cuenca. Sin embargo, en diferentes sectores se registran zonas con marcado quiebre de pendiente que definen aéreas positivas y negativas dentro del propio subsuelo (Figura 4.14). En especial resalta el marcado cambio topográfico observado tanto en la margen noreste como en la margen suroeste a la cota 850, donde superficies de suave pendiente del piso de cuenca contrastan con superficies más inclinadas que, en forma continua o con algunas interrupciones, se extienden hasta los bordes del Bajo de Gastre (Figura 4.14). Esta distribución heterogénea del techo de la Formación Collón Curá permite definir cuatro depocentros internos con geometría y dimensiones diferentes separados por zonas más elevadas o altos. De noroeste a sureste, éstos se denominan: Depocentro Salina Grande, Depocentro El Molle, Depocentro Gastre y Depocentro Colelache (Figura 4.14). El Depocentro Salina Grande constituye la depresión más profunda, registrando cotas del techo de la Formación Collón Curá a 726 msnm. Este bajo interno, junto con los depocentros el Molle y Gastre aparecen desconectados ente sí por debajo de la cota 800 pero interconectados a cotas mayores. El Depocentro Colelache ubicado en el extremo sureste, aparece con mayor grado de compartimentalización,

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR CENTRAL

VISTA GENERAL

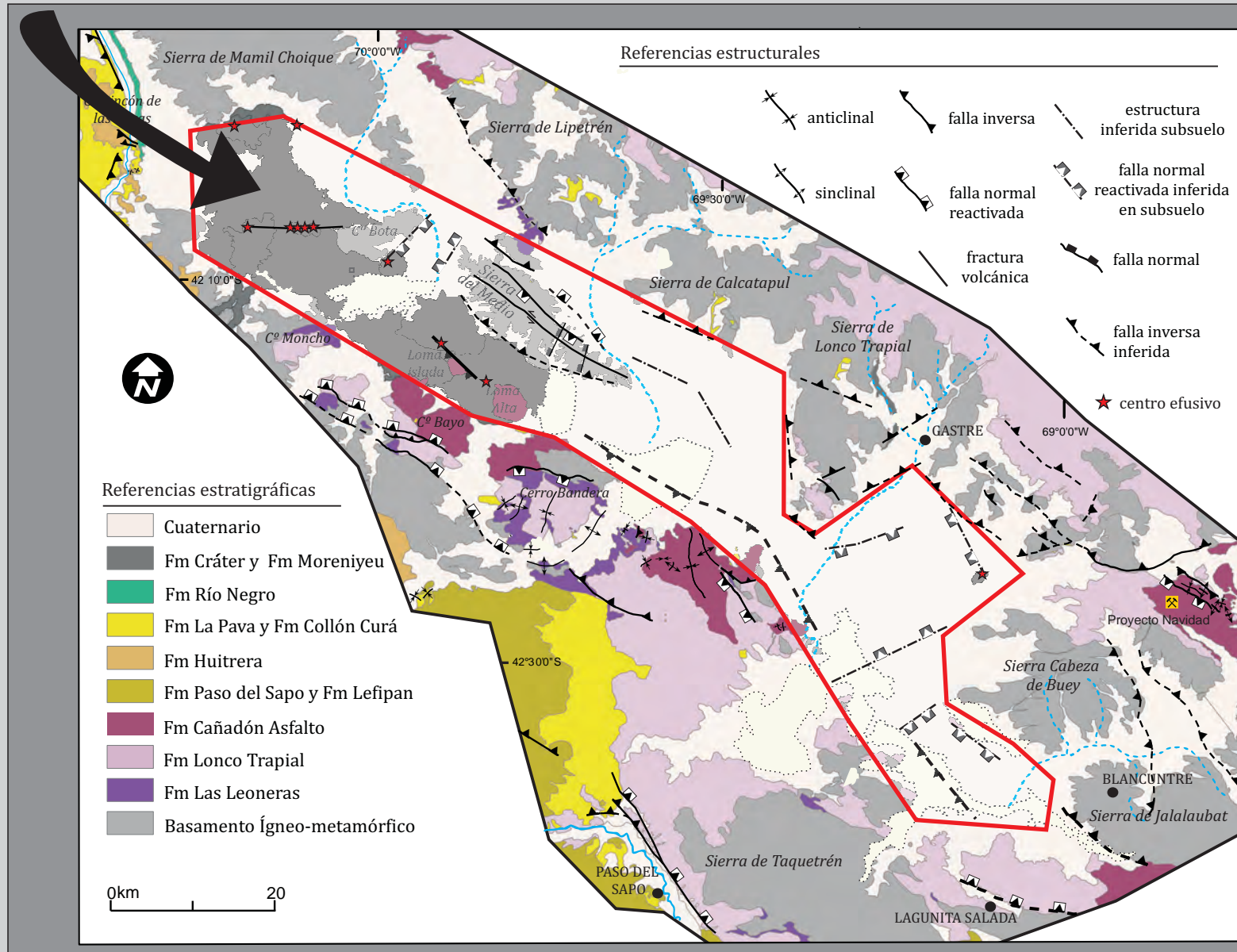
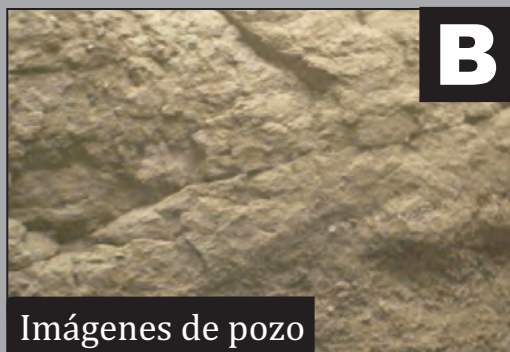


FIGURA 4.13. Mapa geológico de la cuenca de Gastre. Se resalta el sector central de la misma con las estructuras que lo caracterizan. Para más información de este sector consultar Anexo 1

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR CENTRAL



Depósitos neógenos en pozos de agua



C

Mapa estructural del techo de la Formación Collón Curá

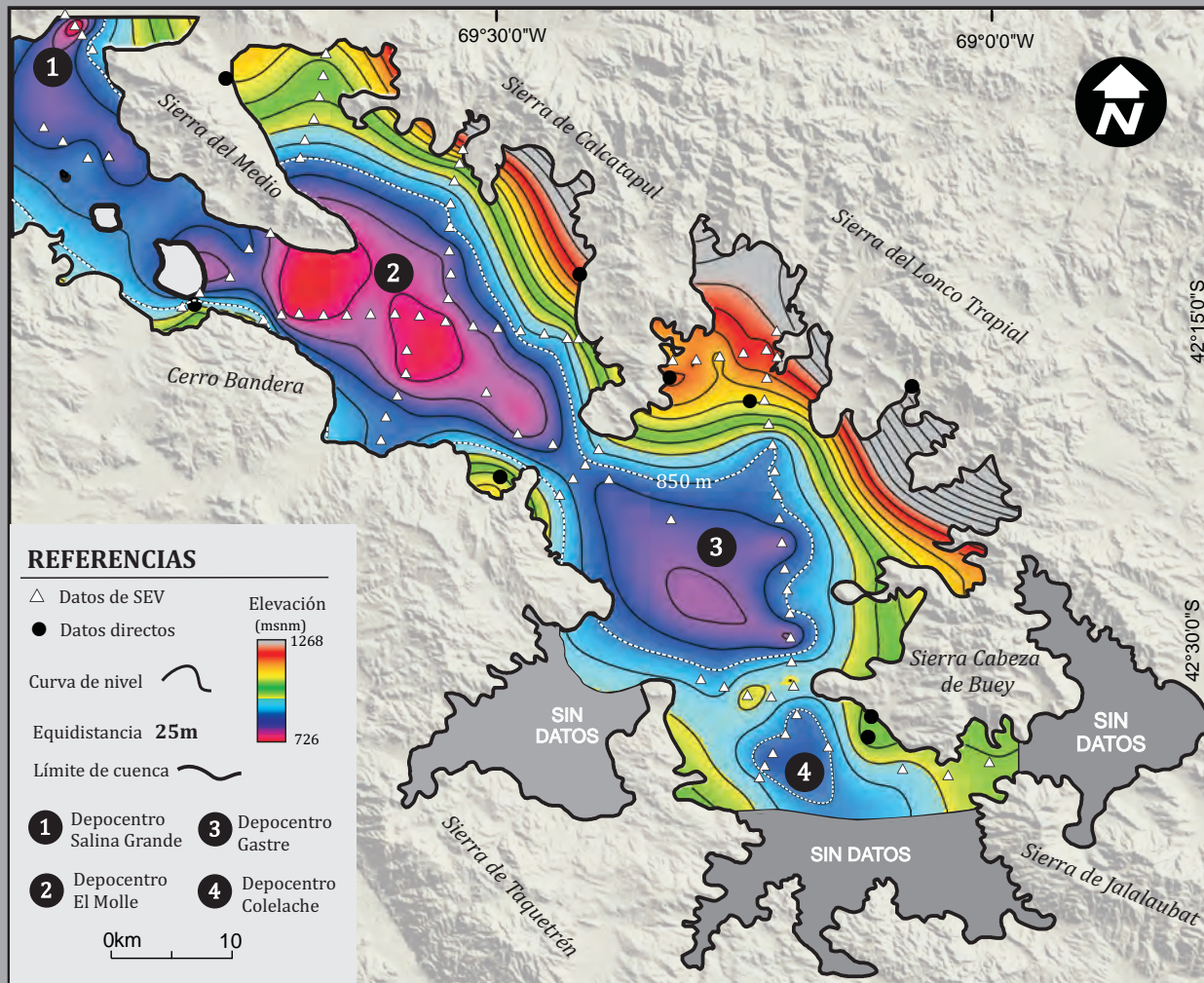


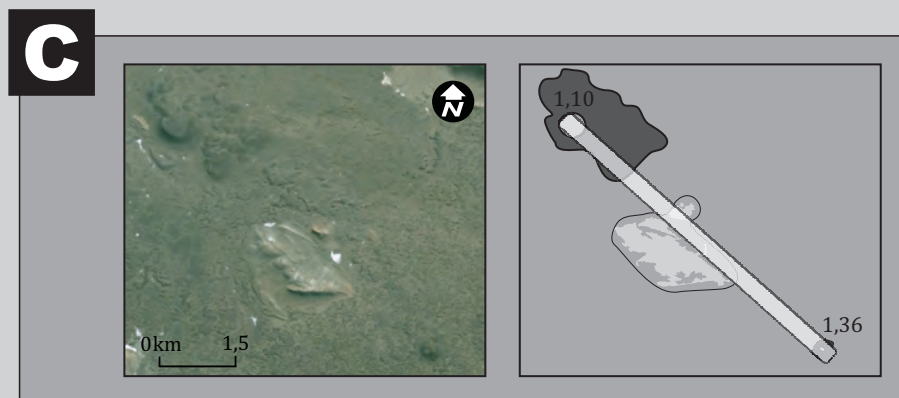
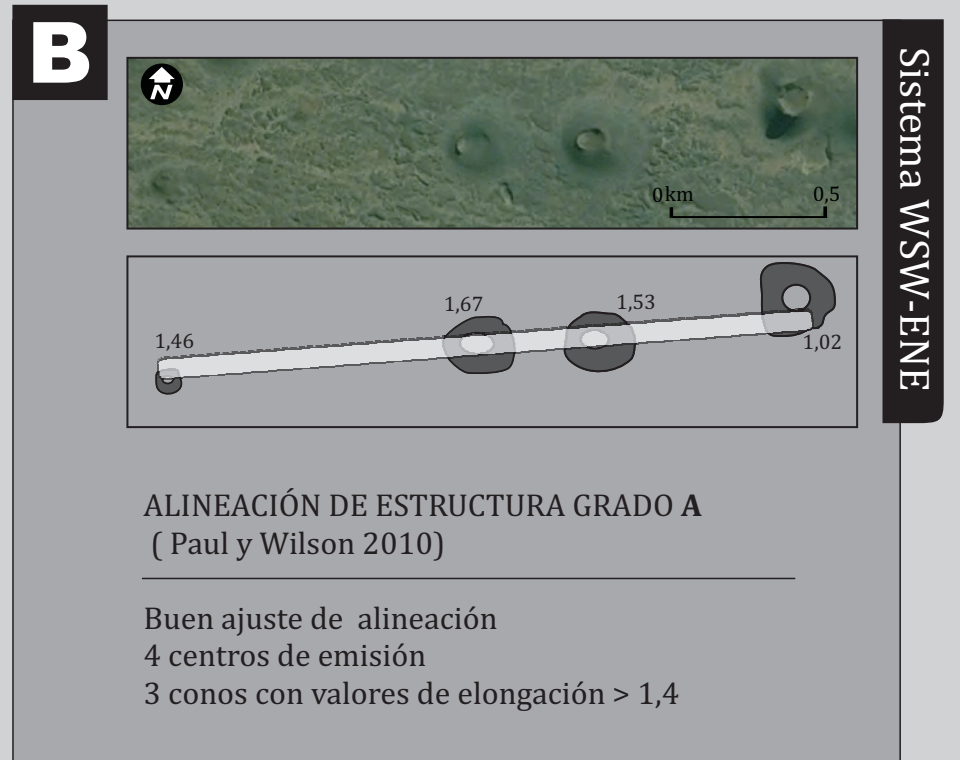
FIGURA 4.14. Características del Sector central. A. Depósitos neógenos en el subsuelo de la Cuenca de Gastre en pozos de agua abandonados o sitios de fuerte incisión fluvial, por debajo de depósitos Cuaternarios. B: Imagen de pozo donde se observan depósitos volcanoclásticos de la Formación Collón Curá. A partir de esta metodología se ha podido definir la posición del techo de la Formación Collón Curá en 3 localidades C: Mapa estructural del techo de la Formación Collón Curá. Datos directos a partir de pozos de agua, imágenes de pozo y afloramientos (9), Datos indirectos interpretados a partir de sondeos eléctricos verticales (91), las marcadas diferencias de conductividad eléctrica se correlacionan con diferencias litológicas entre la Formación Collón Curá y a las unidades que la suprayacen (CONEA 1990) (Ver metodología 3.2.6).

separado del Depocentro Gastre por un alto de 900 m de altura que se conecta con la Sierra Cabeza de Buey (Figura 4.14).

Las zonas con cambios abruptos de pendiente registradas en el mapa estructural del techo de la Formación Collón Curá presentan direcciones bien definidas en subuselo pero nulas evidencias en superficie (Figura 4.14). Esto sugiere que el control topográfico que afectó la distribución del techo de esta formación neógena no afectó la distribución y localización de los depósitos cuaternarios que la suprayacen. Los sondeos eléctricos verticales evidencian que estos cambios abruptos también afectan al basamento ígneo-metamórfico, observándose desplazamientos del mismo mayores a los 500 m a un lado y otro de estas zonas (p.e. a solo 2 km del extremo sur de la Sierra de Calcatapul, constituida por basamento ígneo-metamórfico, no se registraron rocas de esta naturaleza hasta el límite de detección del método, sensible hasta los 500 m de profundidad; CNEA, 1990d). Por otro lado, estos quiebres topográficos presentan unos pocos kilómetros de ancho pero grandes dimensiones a lo largo (> 10 km), de manera similar a los quiebres de pendiente observados en los frentes montañosos de Gastre, en donde fallas inversas o fallas normales invertidas afectan y desacoplan a bloques de basamento pre-neógeno (Figuras 4.11 y 4.12). Estas observaciones permiten interpretar los cambios topográficos abruptos registrados en el mapa estructural del techo de la Formación Collón Curá, como fallas no aflorantes asociadas directa o indirectamente con la configuración de la cuenca de Gastre. Sus características estructurales se podrían definir por las mismas estructuras observadas en los bloques que circunscriben a la cuenca de Gastre (fallas inversas y fallas normales invertidas), sin encontrar evidencias que indiquen lo contrario. En el límite suroeste de este sector morfogeológico central, donde previamente fue definido un lineamiento mayor del Sistema Gastre (Lineamiento Gastre Sur; (Coira et al., 1975; Dalla Salda y Franzese, 1987), se interpreta una falla inversa con vergencia al NE sobre la base de la localización a mayor cota topográfica de los bloques de basamento al SW de la estructura (Figura 4.13). Si bien presenta un rumbo general N 55° W, aparece constituida por segmentos internos cuyo rumbo puede variar entre N 30° W y N 85° W (Figura 4.13).

Uno de los rasgos más interesantes del Sector central de la cuenca de Gastre es la presencia de aparatos volcánicos pleistocenos correspondientes a las Formaciones Cráter y Moreniyeu (Anexo 1; Figura 4.15a). El análisis de la disposición geográfica de los conos de este campo volcánico permite observar claramente una alineación de las estructuras volcánicas a lo largo de líneas bien definidas. Estas alineaciones, que responden a estructuras alimentadoras profundas, tal como se deriva de su afinidad química (Massaferro et al., 2006), resulta una herramienta de suma utilidad al momento de definir estructuras no aflorantes en superficie (Chorowicz et al., 1997; Massaferro et al., 2006;

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR CENTRAL



Sistema NW-SE

ALINEACIÓN DE ESTRUCTURA GRADO C
(Paul y Wilson 2010)

Buen ajuste de alineación
2 centros de emisión
Cono con elongación paralela a la alineación
Limite de la Sierra Loma Isla coincidente con alineamiento

FIGURA 4.15 Conos volcánicos alineados indicadores de controles estructurales en el volcanismo pleistoceno A: Localización de las alineaciones volcánicas registradas dentro de la cuenca de Gastre. B: Alineación ENE con buen grado de confianza (C): Alineación NW-SE con grado de confianza aceptable, coincidente con el limite del bloque Loma Isla.

Valentine y Gregg, 2008; Paulsen y Wilson, 2009; Cebriá et al., 2011). En la cuenca de Gastre se han podido definir, con buen nivel de confianza, dos alineaciones (Figura 4.15a): una de orientación E-W localizada en el borde del Cerro Bota (Figura 4.15b) y otra de dirección NW-SE en las márgenes de los cerros Loma Alta y Loma Isla (Figura 4.15c). La primera posee una extensión de 10 km y la segunda una extensión de casi 8 km. Estas alineaciones presentan buen grado de confiabilidad (Paulsen y Wilson, 2009) sobre la base de la morfometría de los conos y el grado de alineación de los mismos (grado A y C respectivamente; Figuras 4.15b, c), otorgando una muy buena correlación entre los conductos volcánicos y una potencial estructura alimentadora en el subsuelo (Anexo 1 y Figura 4.13). Por su parte, el centro efusivo localizado al sur de la localidad de Gastre y el cono volcánico localizado en la margen sur del Cerro Bota (Cono Cerro Ventana; Anexo 1; Figura 4.15), se correlacionan con las estructuras no aflorantes inferidas a partir del mapa estructural del techo de la Formación Collón Curá (Figura 4.14). Teniendo en cuenta que magmas de características basálticas no suelen generar estructuras propias sino aprovechar líneas de debilidad preexistentes (Cebriá et al., 2011), se interpreta a las cuatro estructuras vinculadas a conos volcánicos monogenéticos como estructuras previas al volcanismo cuaternario. Estas fracturas, normalmente no asociadas con desplazamientos relativos de bloques, habrían sido generadas por aberturas perpendiculares a las mismas bajo un contexto regional distensivo, consecuente con el régimen actual propuesto para la región nordpatagónica central de acuerdo a estudios tectónicos regionales (Folguera et al., 2011; Folguera y Ramos, 2011). La naturaleza del magma involucrado confirmaría por su parte, la vinculación con importantes fracturas en profundidad (Massaferro et al., 2006).

Interrumpiendo la distribución de los depósitos volcánicos y sedimentarios cuaternarios, los altos internos (Sierra del Medio, Loma Alta, Cerro Bota) exponen, a alturas de entre 1.000m y 1.333 msnm, rocas de basamento ígneo-metamórfico y rocas sedimentarias y volcánicas de la cuenca de Cañadón Asfalto (Anexo 1; Figura 4.13). Es importante señalar que las mismas unidades que componen a estos altos de basamento pre-neógeno han sido interpretadas en el subsuelo de este mismo sector a varios cientos de metros de profundidad (Figari et al., 1996; Figari, 2005). Estudios gravimétricos recientes (Lince Klinger, 2010; Lince Klinger et al., 2011a; Lince Klinger et al., 2011b) han respaldado esta hipótesis, definiendo diferentes depocentros de la cuenca de Cañadón Asfalto en el subsuelo del Bajo de Gastre, localizando su basamento en algunos casos a más de 3.600 m de profundidad. La Sierra del Medio (Anexo 1; Figura 4.13) constituye el bloque interno de mayores dimensiones y también el más estudiado en trabajos previos, debido a su potencialidad como reservorio de residuos nucleares (Llambías, 1984; Wetten

y Grassi, 1986; CNEA, 1990c, e). Este bloque de basamento presenta límites netos con el relleno cuaternario que lo rodea. Un kilómetro al suroeste y dos al noreste de la sierra, los sondeos eléctricos verticales (CNEA, 1990d) no registran, hasta al menos 500 m de profundidad, al basamento ígneo-metamórfico. Esta circunstancia también ocurre en las cercanías de otros frentes montañosos (p.e. Sierra de Calcatapul). La ausencia del basamento ígneo-metamórfico en el subsuelo cercano a los bordes de la Sierra del Medio implica el desarrollo de un importante escalón estructural. Esta observación permite definir dos fallas principales que limitarían los bordes suroeste y noreste de la Sierra del Medio. La presencia en el borde noreste de la sierra de niveles de la Formación La Pava apoyando sobre el basamento con inclinaciones de entre 25° y 36° hacia el NE (Anexo 1), permiten interpretar a la estructura de la margen suroeste como una falla inversa de rumbo N 55° W con vergencia hacia el SW (Figuras 4.13 y 4.16). Por su parte, la morfología del borde noroeste de la Sierra del Medio y su localización en las cercanías del borde de uno de los depocentros jurásicos definidos en el subsuelo de esta región (Lince Klinger, 2010; Lince Klinger et al., 2011a), permiten definir a la estructura noreste de la Sierra del Medio como una falla normal invertida de orientación N 55° W y vergencia al SW (Figuras 4.13 y 4.16c). Dentro del bloque de la Sierra del Medio han sido definidos dos sistemas de fracturas que lo atraviesan: uno NW-SE y otro menor ENE-WSW (Anexo 1 y Figura 4.13). El primero se compone de dos fallas subverticales en superficie con componente horizontal sinistral (Llambías, 1984), que habrían permanecido inactivas desde el Triásico (CNEA, 1990e). El análisis morfométrico del sector entre ambas fallas denota una marcada asimetría hacia la falla NE, sugiriendo para esta estructura una reactivación sincrónica con el levantamiento de la sierra. El segundo sistema disecta al anterior y se compone de fracturas subparalelas definidas como fallas subverticales normales (Wetten y Grassi, 1986; CNEA, 1990e). Las diferencias de cota entre los depósitos de la Formación La Pava aflorantes en la Sierra del Medio (1.050 m) (Anexo 1) y la localización en el subsuelo inmediato del techo de la Formación Collón Curá (cota 850m) (Figura 4.14), permiten determinar un levantamiento de esta sierra mayor a los 150 m.

A 4,5 km al sureste de la Sierra del Medio se localizan otros dos altos internos a la cuenca de Gastre: Loma Alta y Loma Isla (Anexo 1; Figura 4.13). Ambos altos internos presentan buenas exposiciones de la Formación Cañadón Asfalto, compuestas por estratos monoclinales con inclinaciones de entre 15° y 18° al NE. La similitud litológica y dirección de buzamiento de estos estratos con los niveles existentes en el Cerro Bayo permite interpretarlos como parte de la misma secuencia estratigráfica. Esta interpretación implicaría por lo tanto una importante vinculación de estos dos altos internos con el borde

SECCIÓN ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE GASTRE

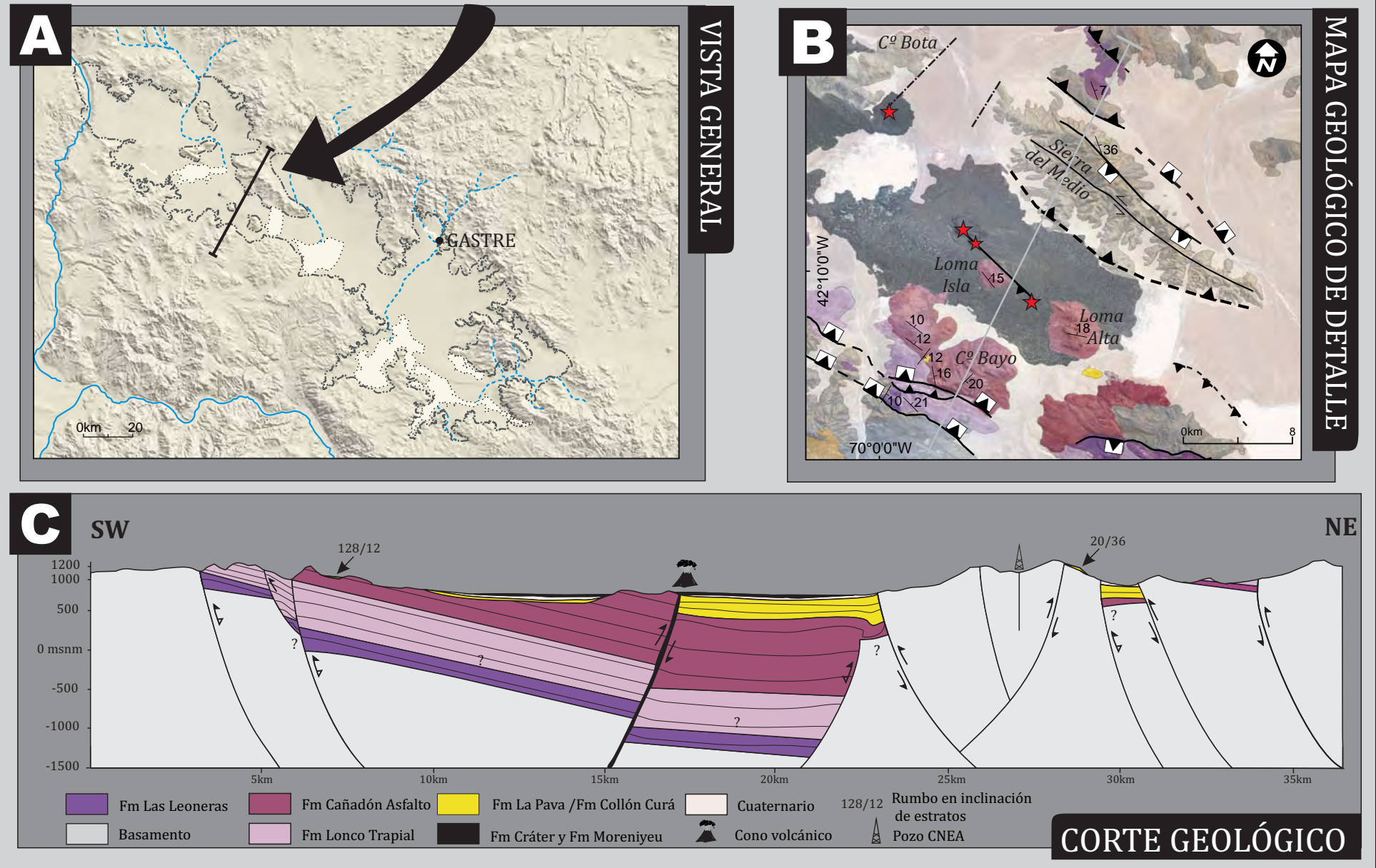


FIGURA 4.16. Sección estructural A: Relieve de la cuenca de Gastre con localización de la Sección estructural. B: Mapa geológico de detalle en el área de la sección realizada. Referencias en la figura 4.13. C) Sección geológica realizada a partir de datos de superficie, mapa estructural del tope de la Formación Collón Curá y modelos gravimétricos existentes del área (Lince Klinger 2010 y Lince Klinger, 2011a). Los datos de RBZ corresponden a estratos de la Formación La Pava localizados en las cercanías de la sección.

sur, mostrando una conexión continua y sin desacoples estructurales entre los mismos (Figura 4.16).

Síntesis

La cuenca de Gastre puede describirse como una región topográfica baja, oblicua a la cadena andina, disectada en su borde oeste por un sistema exorreico, pero fundamentalmente caracterizada por sistemas endorreicos de tipo bolsón. Está circunscripta por frentes montañosos de alturas variables de diversa naturaleza composicional, los cuales limitan un bajo con afloramientos de depósitos cuaternarios. Los bloques que ponen límite a la cuenca se caracterizan, al noreste y este, por frentes montañosos de elevada altura compuestos por rocas paleozoicas-mesozoicas, al sur, por montañas de alturas intermedias de la misma naturaleza que las existentes en el borde norte pero asociadas con rocas remanentes de la ingresión atlántica daniana, y al oeste, por bloques de alturas intermedias compuestos esencialmente por rocas volcánicas paleógenas (Figura 4.5).

El límite occidental a la cuenca de Gastre, se caracteriza por corrimientos de piel gruesa que involucran la exhumación de rocas volcánicas eocenas y bloques de basamento ígneo-metamórfico. Estas características, sumadas a la orientación NNW-SSE y vergencia hacia el E de la estructura principal, interpretada como una prolongación del Corrimiento Río Chico, implicarían que el borde este de la Cuenca de Gastre podría formar parte del sector oriental de la faja plegada y corrida de Ñirihuau (Giacosa and Heredia, 1999; Giacosa and Heredia, 2004; Giacosa et al., 2005; Bechis and Cristallini, 2006).

El Sector norte-este se caracteriza por bloques de basamento que definen los límites septentrional y oriental de la cuenca de Gastre. Se caracteriza por estructuras orientadas paralelamente a la dirección del Sistema de Lineamientos Gastre (WNW-SSE) y, minoritariamente, a la dirección del Sistema Comallo (NNW-SSE). Se trata de fallas inversas con vergencia principal hacia el SW. En el borde oriental, de menor jerarquía que el sistema principal, sistemas antitéticos al mismo involucran la inversión de fallas normales preexistentes. Toda esta región exhibe deformaciones que afectan desde rocas del basamento ígneo-metamórfico hasta niveles de la Formación La Pava (Mioceno Inferior a Medio), inclusive.

El Sector sur, borde austral de la cuenca de Gastre, se caracteriza por dos estructuras mayores, orientadas una de ellas en la dirección del Sistema de Lineamientos Gastre (Falla Moncho-Bandera) y otra de ellas en la dirección del Sistema Comallo (falla

del Río Chubut Medio). Ambas estructuras representan fallas normales asociadas a grábenes y hemigrábenes de la cuenca de Cañadón Asfalto que aparecen invertidas, exhibiendo en algunos casos, como consecuencia de esta inversión, atajos del bloque bajo. Como resultado de estas reconfiguraciones, aparecen importantes evidencias de deformación tanto en las secuencias mesozoicas como en las rocas del Maastrichtiano-Daniano (Formación Paso del Sapo y Formación Lefipan) e inclusive en la sección inferior del Neógeno (Formación La Pava y parte inferior de la Formación Collón Curá).

El Sector central, que incluye al Bajo de Gastre s.s., si bien se compone esencialmente de depósitos cuaternarios interrumpidos por altos de basamento, presenta una importante distribución de depósitos más antiguos en profundidad. Como parte del relleno de la cuenca de Gastre, extensos depósitos de la Formación Collón Curá se distribuyen en el subsuelo, a profundidades variables desde unos pocos metros hasta 150 metros. A más profundidad, y ya como parte del basamento de la cuenca de Gastre, aparecen potencialmente, importantes y potentes espesores de las rocas que componen a la cuenca de Cañadón Asfalto, unidades que también se registran en los altos internos aflorantes en esta región (p.e. Loma Alta y Loma Isla). Se destacan estructuras inversas coincidentes con lineamientos previamente definidos (p.e. Lineamiento Gastre Sur), responsables de la morfología del borde sur de la cuenca, y las fallas principales que exhumaron a la Sierra del Medio, con una orientación NW-SE. En esta misma región, en un lapso posterior a la configuración y exhumación de los bloques que definen a la cuenca, la apertura de estructuras profundas preexistentes de orientación E-W y NW-SE permitió la salida de grandes cantidades de material volcánico basáltico.

Las características anteriormente mencionadas, permiten definir a la cuenca de Gastre como una **cuenca intermontana**. Si bien las estructuras predominantes poseen vergencia hacia el SW en los bordes norte, este y sur (Anexo 4.1 y Figura 4.16c), el contacto entre el Sector central y el Sector sur se define por una importante estructura con vergencia opuesta, es decir, hacia el NE (Anexo 1; Figura 4.16c). Estos sistemas de fallas antitéticos al norte y sur de la cuenca definen por debajo del área central de la cuenca de Gastre una geometría similar a una zona triangular, donde, subyaciendo a los depósitos cuaternarios, se localizan depósitos neógenos como parte del relleno y, más en profundidad, potencialmente, potentes espesores de la cuenca de Cañadón Asfalto que actuarían como basamento de la cuenca junto con rocas ígneo-metamórficas más antiguas (Figura 4.16c).

4.4 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA

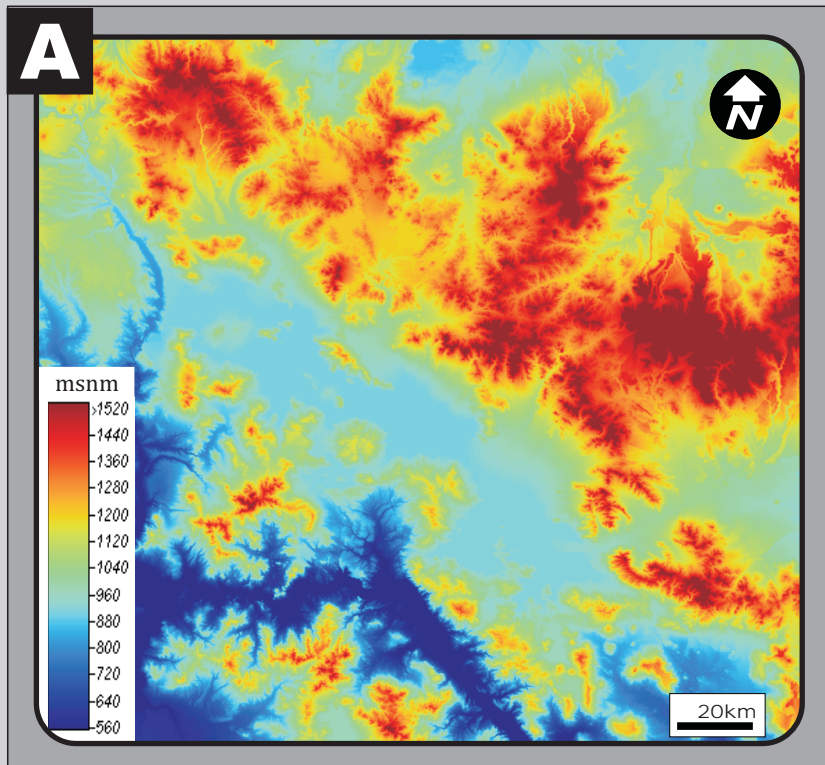
La cuenca de Gastre es una depresión topográfica definida por límites tectónicos que involucraron la exhumación de bloques de basamento. Estos bloques, de bordes topográficos marcados, responden a una compleja configuración registrada a través de inversión de fallas normales, desarrollo de atajos de bloque bajo y corrimientos de piel fina y gruesa con pliegues asociados. Esta estructuración, que tuvo lugar durante el Mioceno, habría sido responsable de gran parte de la configuración del paisaje actual de la región. Sin embargo, la presencia de estructuras asociadas a conos volcánicos pleistocenos o la exhibición de una marcada diferencia topográfica entre el borde norte y sur de la cuenca, podrían sugerir la acción de una tectónica más moderna, tal como fuese indicado en los primeros trabajos regionales del área (Volkheimer, 1965; Regairaz y Suivres, 1984).

Con el objetivo de buscar una respuesta y aportar elementos útiles para comprender la evolución de la cuenca de Gastre, se efectuó un análisis exhaustivo de la morfología interna de la cuenca así como de los frentes montañosos que la delimitan. Teniendo en cuenta los estudios de estabilidad sísmica del área (CNEA, 1990d, b, a; Perucca y Bastias, 2008) y la edad del volcanismo cuaternario, se enfocaron los estudios en la búsqueda de evidencias de deformación a escalas intermedias (de entre 10 a 300 ka antes del presente) y tardío cenozoicas tal como lo proponen otros autores (Burbank y Anderson, 2005).

4.4.1. Análisis de Asimetría Topográfica

Al analizar en detalle la topografía de la cuenca de Gastre se evidencia una marcada asimetría entre los frentes montañosos que la delimitan, particularidad ya observada en estudios previos del área (Regairaz y Suivres, 1984; Regairaz et al., 1990). El borde noreste es más elevado que el borde suroeste, con sectores en donde las diferencias de altura entre bloques puede alcanzar los 500 m (Figura 4.17). En el mismo sentido apuntan los estudios efectuados en el sistema endorreico de la cuenca. Se observan diferencias importantes en el grado de integración de los sistemas de drenaje a un lado y otro del bajo. La evaluación de la asimetría se realizó a través de la jerarquización de cursos bajo el método de Horton-Strahler (Horton, 1932; Horton, 1945; Strahler, 1957), y la premisa de que el número de orden de los cursos definidos es proporcional al grado de integración de un sistema de drenaje (Chorley, 1995; Olav, 2004; Gardinier, 2005). Los resultados de este análisis y de otros antecedentes (Coronato y del Valle, 1988) muestran la existencia de

ASIMETRÍA TOPOGRÁFICA



CORTES TOPOGRÁFICOS

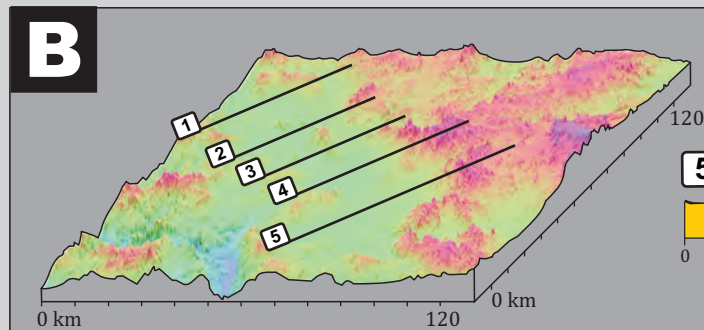
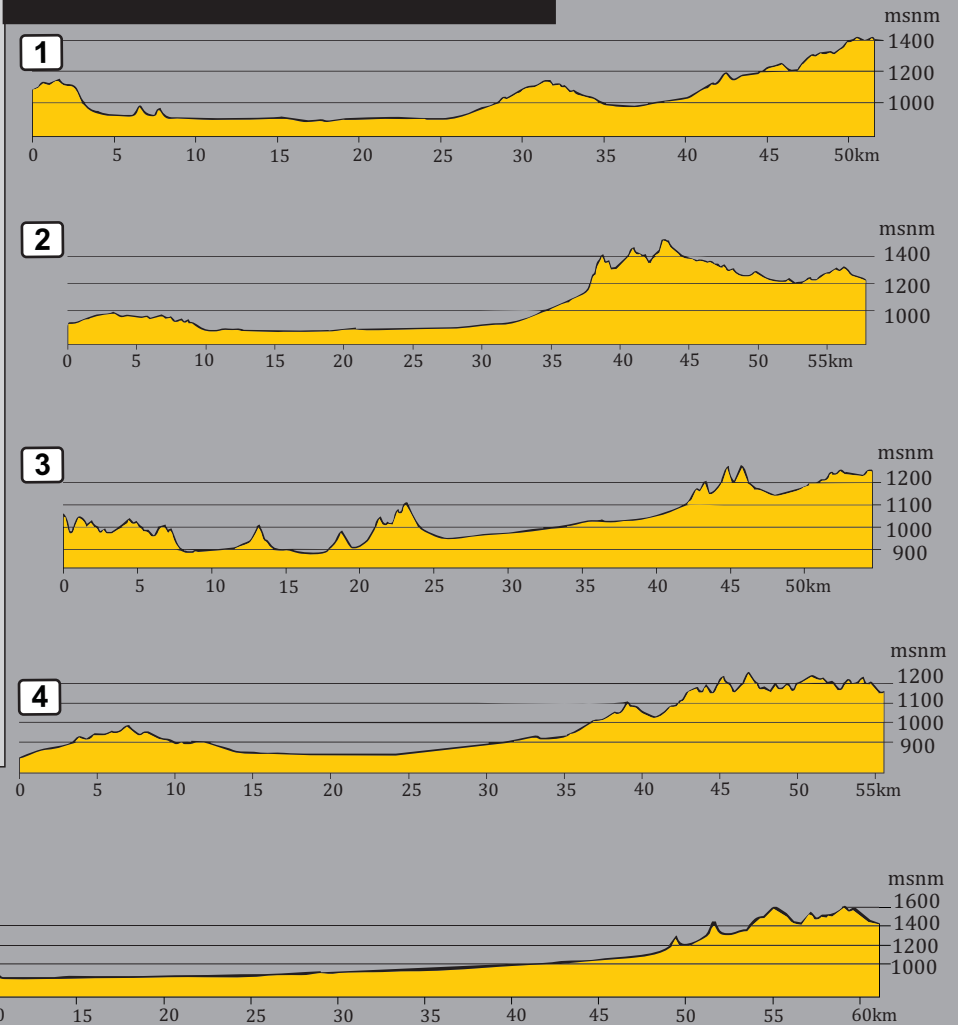


FIGURA 4.17. Modelos digitales de elevación de la Cuenca de Gastre: Se observa una marcada asimetría hacia el Suroeste. A: DEM NASA-SRTM, remuestreado a 60m. B: Modelo 3D y perfiles topográficos transversales a la elongación general de la cuenca

cursos de mayor orden provenientes del Sector nororiental (hasta cuarto y quinto orden), en comparación con los del borde suroccidental (hasta tercer orden; Figuras 4.18a y b). Esta diferencia también se ve reflejada en las áreas de captura de los cursos de mayor orden (Figura 4.18b), siendo en la margen norte, hasta 27 veces más grandes que en la margen sur.

La asimetría de la cuenca puede cuantificarse por medio de una adaptación del índice de asimetría (AF) propuesto para detectar basculamientos en las cuencas de drenaje (Hare y Gardner, 1985), tomando como premisa, al igual que para la mayoría de los índices geomorfométricos, la homogeneidad en los tipos litológicos que atraviesan los sistemas de drenaje, en el clima y la vegetación de la zona analizada (Gardner, 1987; Keller y Pinter, 1996). La cuenca de Gastre presenta una homogeneidad en el clima y la vegetación (Beeskow et al., 1987; CNEA, 1990d) y posee una homogeneidad litológica comparable a otras áreas donde ha sido utilizado este índice geomorfométrico (El Hamdouni et al., 2008; Tsodoulos et al., 2008). El índice de asimetría AF se define como:

$$AF= 100 (A_r/A_t)$$

donde A_r es el área de la cuenca aguas arriba del curso principal y A_t es el área total de la cuenca de drenaje (Figura 4.19a). Valores de AF mayores a 50 sugieren basculamiento (Hare y Gardner, 1985; Keller y Pinter, 1996). Sin embargo la falta de sistemas permanentes que confluyan a un curso principal en la Cuenca de Gastre, hacen necesaria una adaptación de este índice. Se define aquí, entonces, un índice de asimetría de bolsones (AF_b) que adopta la forma:

$$AF_b= 100 (A_r/ A_t)$$

donde A_r es el área de la cuenca de drenaje aguas arriba de la línea media que atraviesa las salinas o playas (Figura 4.19b) y A_t es el área total de la cuenca de drenaje. Al igual que para el índice AF, valores superiores a 50 indicarían asimetría de los sistemas de drenaje. El análisis realizado en la cuenca de Gastre arroja un valor de 73,69, indicando una fuerte asimetría. (Figura 4.19c)

Esta asimetría topográfica, que en forma cualitativa y cuantitativa demuestra afectar a los sistemas hidrográficos (Figuras 4.18 y 4.19), podría haber sido producida por un control activo o pasivo, generado por basculamiento regional o alzamiento diferencial de bloques (Cox, 1994; Lynn, 2005; Delcaillau et al., 2006; Tsodoulos et al., 2008). Los altos valores de asimetría podrían consecuentemente explicarse por la propia estructuración

SISTEMA ENDORREICO: ASIMETRÍA EN CURSOS TRANSITORIOS

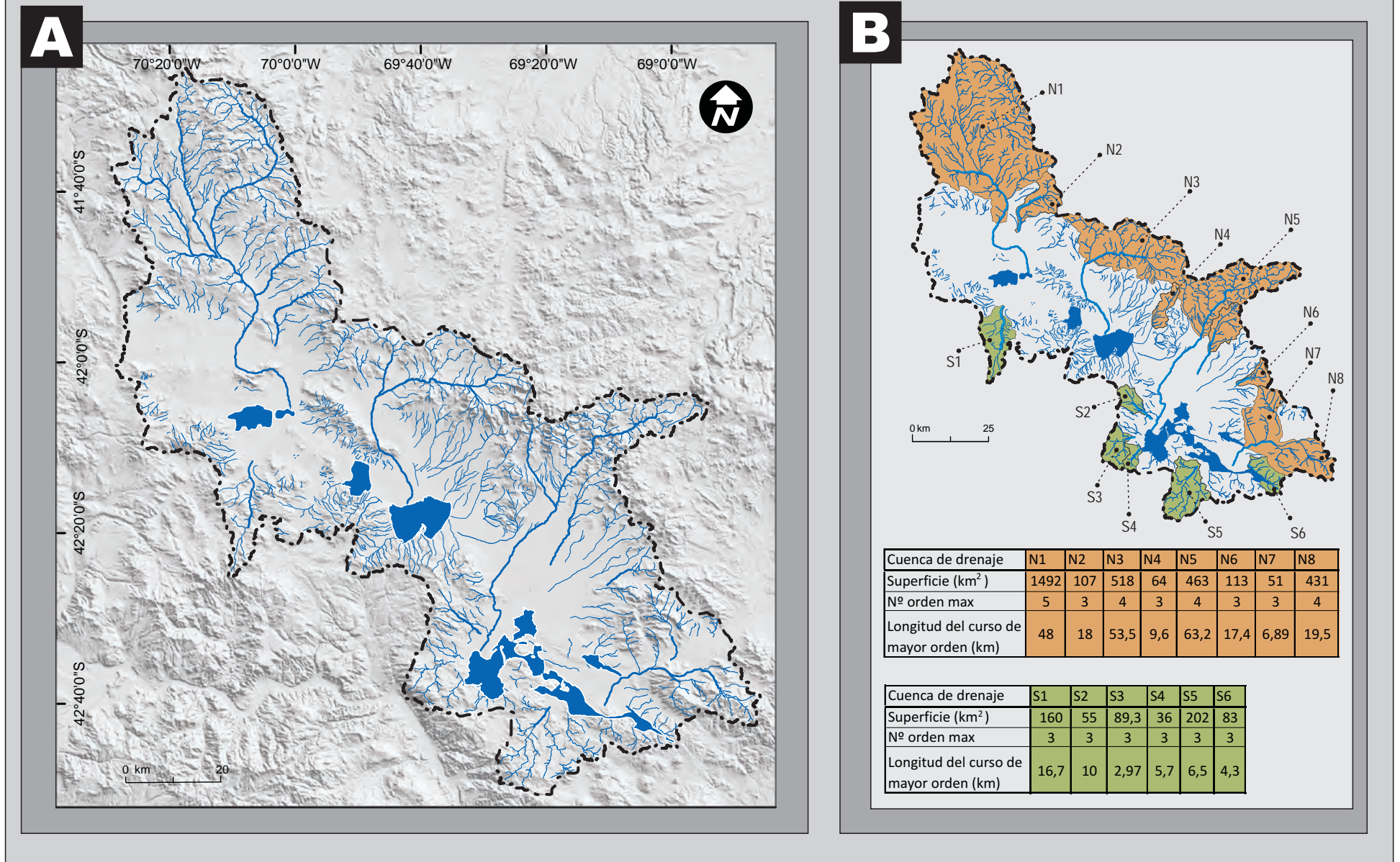


FIGURA 4.18. Análisis del sistema endorreico de la cuenca de Gastre. A: Cursos transitorios que desembocan en lagunas o salinas, localizados en las cotas más bajas del piso de la cuenca. B: Subcuencas de cursos mayores o iguales al tercer orden. Obsérvese como las subcuencas provenientes del norte presentan, en su mayoría, mayor superficie, orden de curso y longitud de curso de mayor orden.

CUANTIFICACIÓN DE LA ASIMETRÍA DE LA CUENCA DE GASTRE

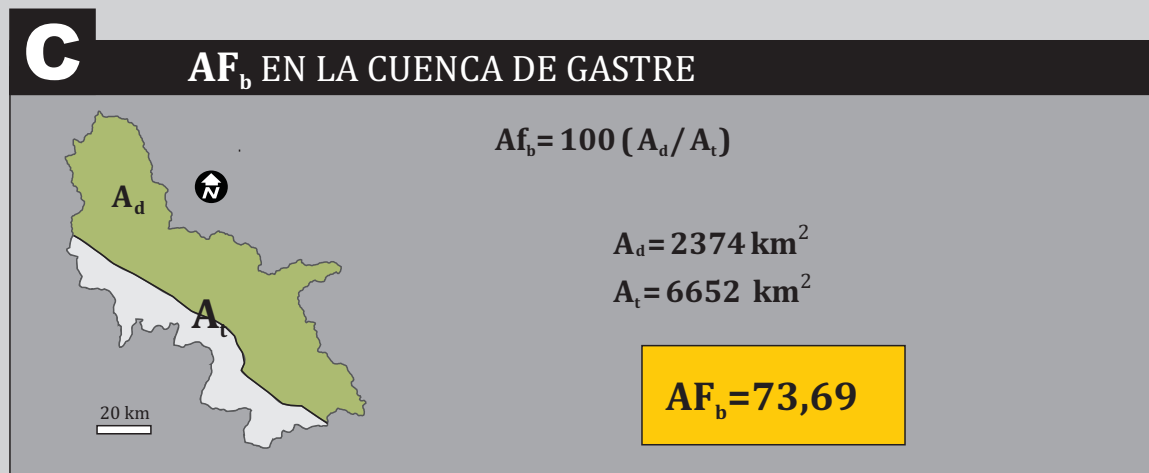
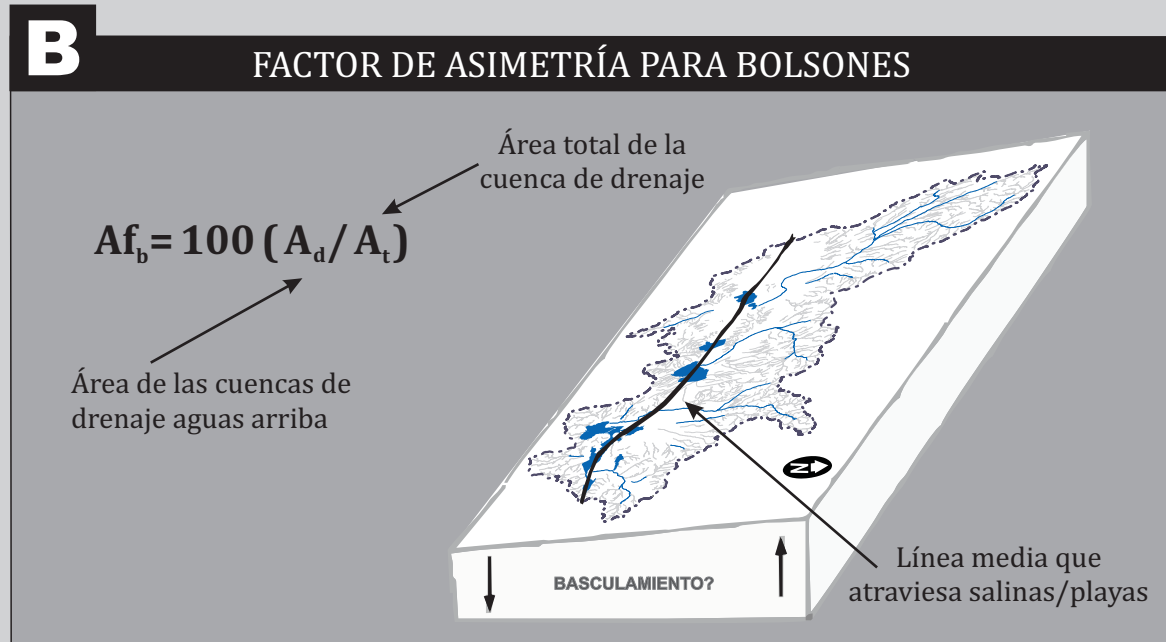
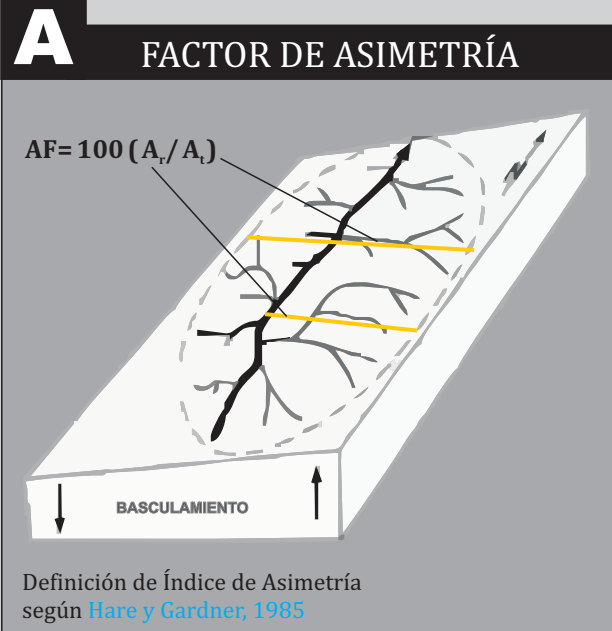


FIGURA 4.19 Cuantificación de la asimetría de la cuenca de Gastre A: Definición de índice de asimetría, A_r área de las cuencas aguas arriba del curso principal y A_t área total de la cuenca. B: Definición del Índice de Asimetría para cuencas endorreicas. C: índice de asimetría calculado para la cuenca de Gastre.

miocena de la cuenca o por una reconfiguración cuaternaria, por lo cual se precisa de otros parámetros para detectar si responde a una actividad neotectónica.

4.4.2 Sinuosidad del Frente Montañoso (Smf)

El índice de sinuosidad del frente montañoso es un parámetro geomorfológico que relaciona la longitud de la unión piedemonte-frente montañoso (Lmf), con la longitud del frente montañoso (Lr) (Bull y McFadden, 1977; Figura 4.20a). Este índice es muy utilizado en estudios regionales de neotectónica (Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2005) y refleja el balance entre el acenso del frente montañoso y la actividad de los ríos u arroyos transversales al mismo. Si bien ha sido definido y aplicado originalmente en investigaciones de frentes montañosos controlados por fallas normales (Bull y McFadden, 1977), ha sido utilizado con éxito en frentes asociados a fallas inversas como los que circunscriben a la cuenca de Gastre (Rockwell et al., 1984; Wells et al., 1988; Azor et al., 2002; Delcaillau et al., 2006; Sileo et al., 2007; Singh y Tandon, 2007; Goswami et al., 2009; Casa et al., 2010). Un valor de Smf cercano a 1 puede interpretarse como un frente de deformación activo, mientras que valores mayores a 2 implican, por lo general, frentes con importante actividad erosiva, con poca o nula actividad tectónica (Bull y McFadden, 1977; Rockwell et al., 1984; Azor et al., 2002; Silva et al., 2003; Zovoili et al., 2004; Husam Abbas Ata, 2008). Cabe señalar que este método es poco sensible a la reactivación de fallas preexistentes de baja magnitud, recomendándose su uso en conjunto con otros índices geomorfológicos o indicadores de actividad tectónica.

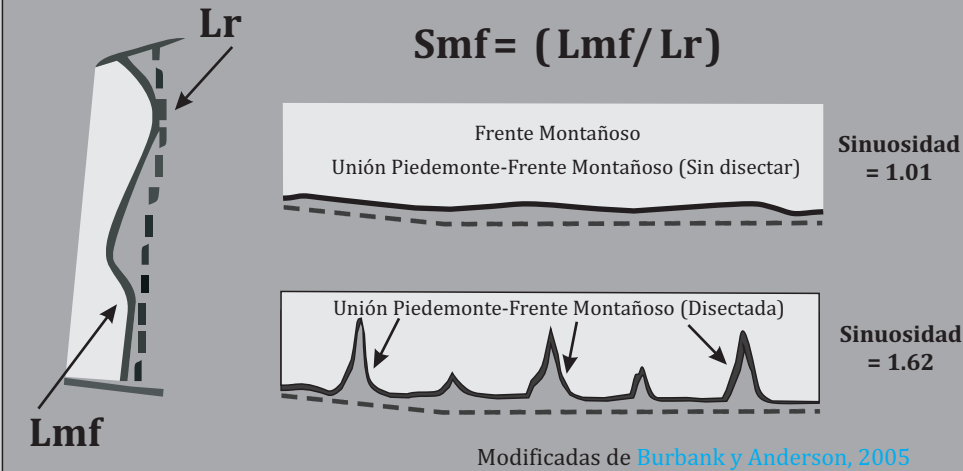
A los fines de evaluar el Índice de Sinuosidad de los Frentes Montañosos que delimitan a la Cuenca de Gastre se subdividieron a los mismos en 58 segmentos con longitudes variables entre 2,9 km y 29,9 km (Figuras 4.20c y 4.21). El criterio utilizado para esta subdivisión responde a procedimientos ya definidos (Wells et al., 1988), donde la delimitación entre un segmento y otro está dada por:

- a) Intersección con un sistema de drenaje de mayor escala respecto de los sistemas asociados al frente montañoso (Segmentos 7 y 8) (Figura 4.21)
- b) Contrastes importantes en el rumbo de los frentes montañosos (Segmentos 13 y 14) (Figura 4.21)
- c) Contrastes abruptos en la litología (Segmentos 43 y 44) (Figura 4.21)

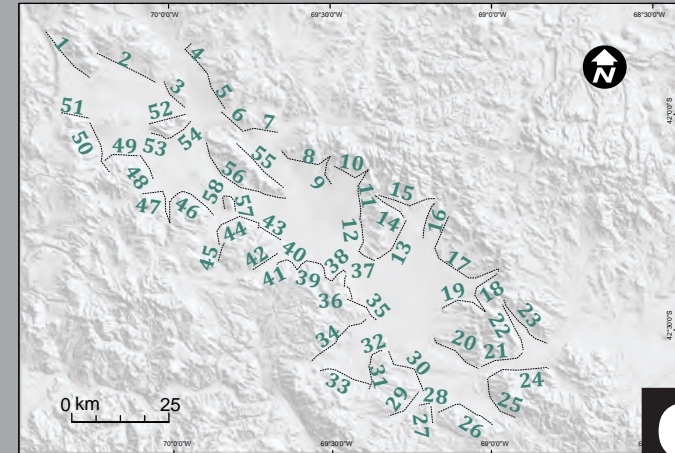
Los resultados obtenidos indican valores de Sinuosidad entre 1,21 y 3,36, con valores superiores a 1,8 en el 67 % de los casos (Figura 4.21 y Anexo 2) típicos de los

ÍNDICES MORFOMÉTRICOS

A ÍNDICE DE SINUOSIDAD DE FRENTES MONTAÑOSOS



58 SEGMENTOS ANALIZADOS



C

B MORFOLOGÍA DE FRENTES MONTAÑOSOS EN LA CUENCA DE GASTRE

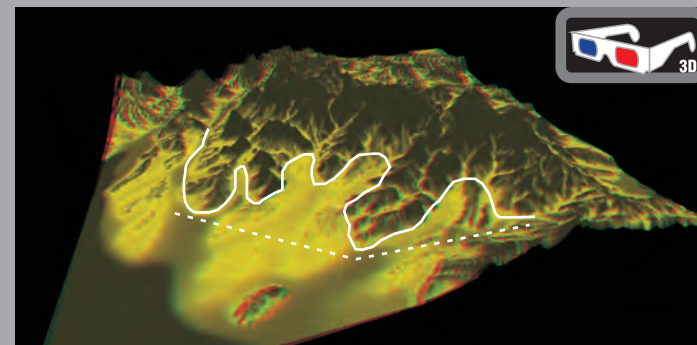
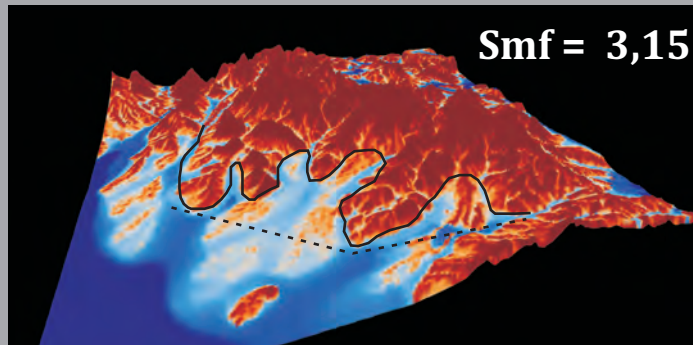


FIGURA 4.20 Índice de Sinuosidad de Frentes Montañosos para la cuenca de Gastre ([Bull y McFadden, 1977](#)). A: Definición del Smf. B: Subdivisión de los frentes montañosos con número de orden de segmentos. C: vistas 3D de un frente montañoso con elevado índice de sinuosidad. Modelo MDVF (Izquierda) y anglifo 3D (derecha).

ÍNDICES MORFOMÉTRICOS: SMF EN LA CUENCA DE GASTRE

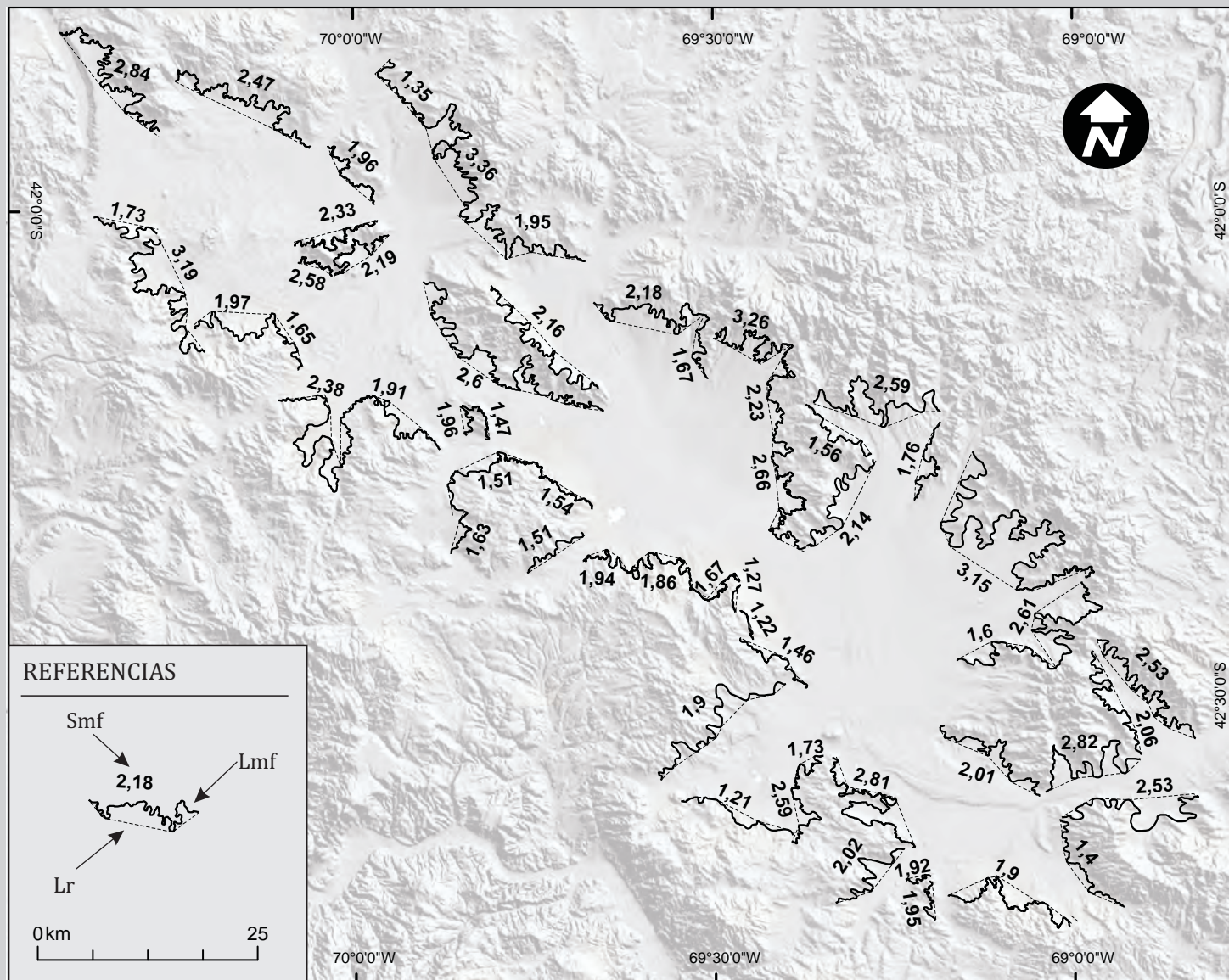


FIGURA 4.21. Índice de sinuosidad (Smf) de los distintos segmentos que componen a los frentes montañosos que delimitan a la cuenca de Gastre. Los valores de Lr y Lmf se adjuntan en Anexo 2.

frentes montañosos que presentan numerosas entradas y salidas de zonas de nula o baja actividad neotectónica (Figura 4.20c)

4.4.3 Índice ancho del piso-alto del valle (Vf)

Este índice definido por Bull y McFadden (1977), permite evaluar la forma en “U” o en “V” del perfil transversal del valle fluvial de un frente montañoso (Figura 4.22a). Estas formas se ven influenciadas por la actividad tectónica, resultando un buen indicador de la misma cuando es utilizado en combinación con el Índice de Sinuosidad (Bull y McFadden, 1977; Rockwell et al., 1984; Wells et al., 1988; Azor et al., 2002; Silva et al., 2003). De esta manera, valores bajos de Vf (<1; forma en “V”) son generados por profundización del río, debido a prolongadas incisiones generadas por efectos tectónicos, en comparación con altos valores de Vf (>1; forma de “U”) generados por erosión lateral, debido a la ausencia de rejuvenecimiento tectónico (Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2005); (Figura 4.22b). Al igual que el Índice de Sinuosidad, si bien fue originalmente propuesto para frentes montañosos limitados por fallas normales, también es utilizado en frentes asociados a fallas inversas (Rockwell et al., 1984; Wells et al., 1988; Azor et al., 2002; Casa et al., 2010).

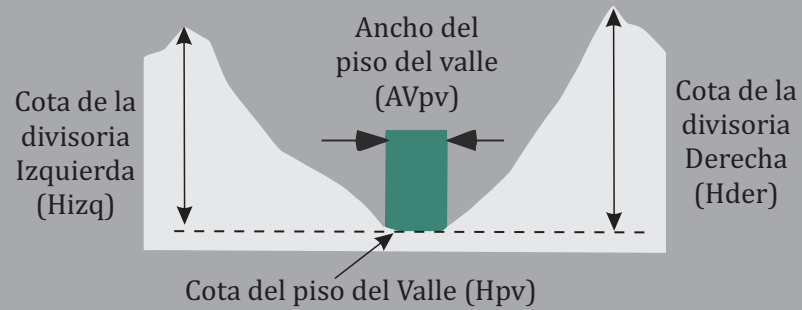
Se realizaron 44 mediciones de este índice geomorfológico en distintos lugares de la cuenca obteniendo valores entre 1.69 y 12,14 (Figura 4.23 y Anexo 3), sugiriendo importante estabilidad tectónica de los frentes montañosos.

4.4.4. Abanicos Telescópicos y Pedimentos Disectados

La morfología de los abanicos aluviales refleja, en gran parte, la acción de los procesos que le dieron origen, en especial aquellos localizados en las cercanías de los frentes montañosos. El complejo balance entre el poder de erosión del flujo y la disponibilidad de sedimento puede traducirse en agradación, progradación o retrogradación de los sistemas de abanicos, generando, en cada una de esas situaciones, morfologías disímiles (Bull, 1964, 1968; Bull y McFadden, 1977; Gomez Villar, 1996; Viseras et al., 2003; Harvey, 2004; Burbank y Anderson, 2005; Harvey, 2005; Harvey et al., 2005). En un periodo de progradación, las zonas de depositación cambian abanico abajo generándose un atrincheramiento del abanico más moderno dentro del abanico remanente (Figura 4.24aI). Este fenómeno de atrincheramiento da lugar a la formación de abanicos atrincherados o telescópicos (Bowman, 1978; Colombo, 2005) o, cuando

ÍNDICES MORFOMÉTRICOS: Vf

A ÍNDICE ANCHO DEL PISO-ALTO DEL VALLE (V_f)



$$V_f = \frac{A_{pv}}{((H_{izq} - H_{pv}) + (H_{der} - H_{pv}))}$$

Modificado de [Burbank y Anderson, 2005](#)

B CÁLCULO DE Vf: EJEMPLOS

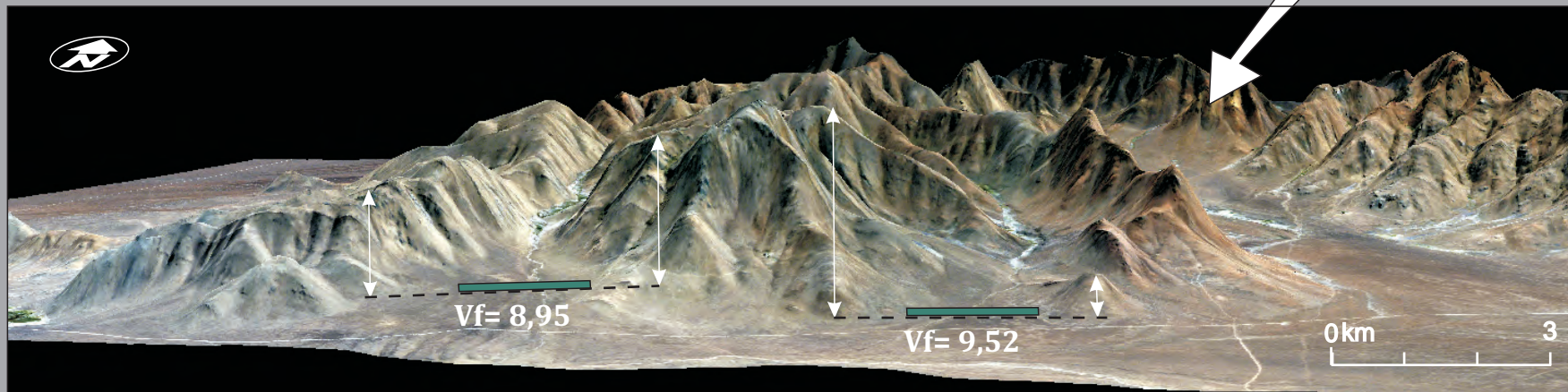
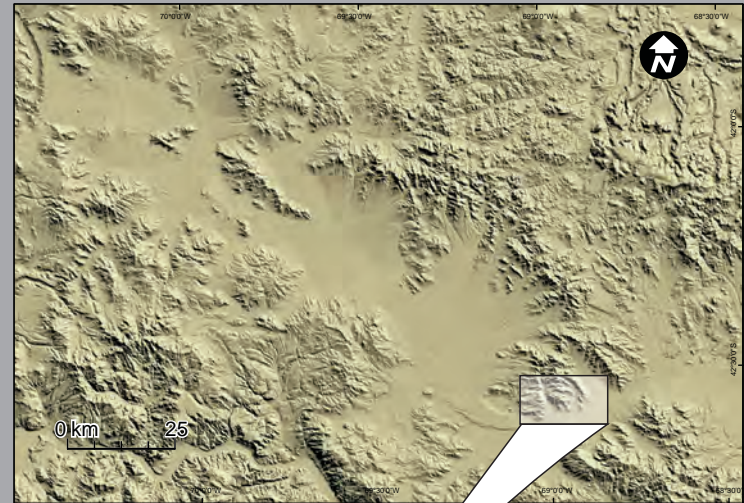


FIGURA 4.22 Índice de Ancho del Piso-Alto del Valle (Vf); [Bull y McFadden, 1977](#). A: Definición. B: Vista 3D de una imagen ALOS-AVNIR donde se ejemplifica el cálculo de Vf. Los valles calculados poseen altos valores de Vf que se condicionan con valles en forma de U generados por una importante erosión lateral característica de frentes montañosos con estabilidad tectónica.

ÍNDICES MORFOMÉTRICOS: Índice ancho del piso-alto del valle en la cuenca de Gastre

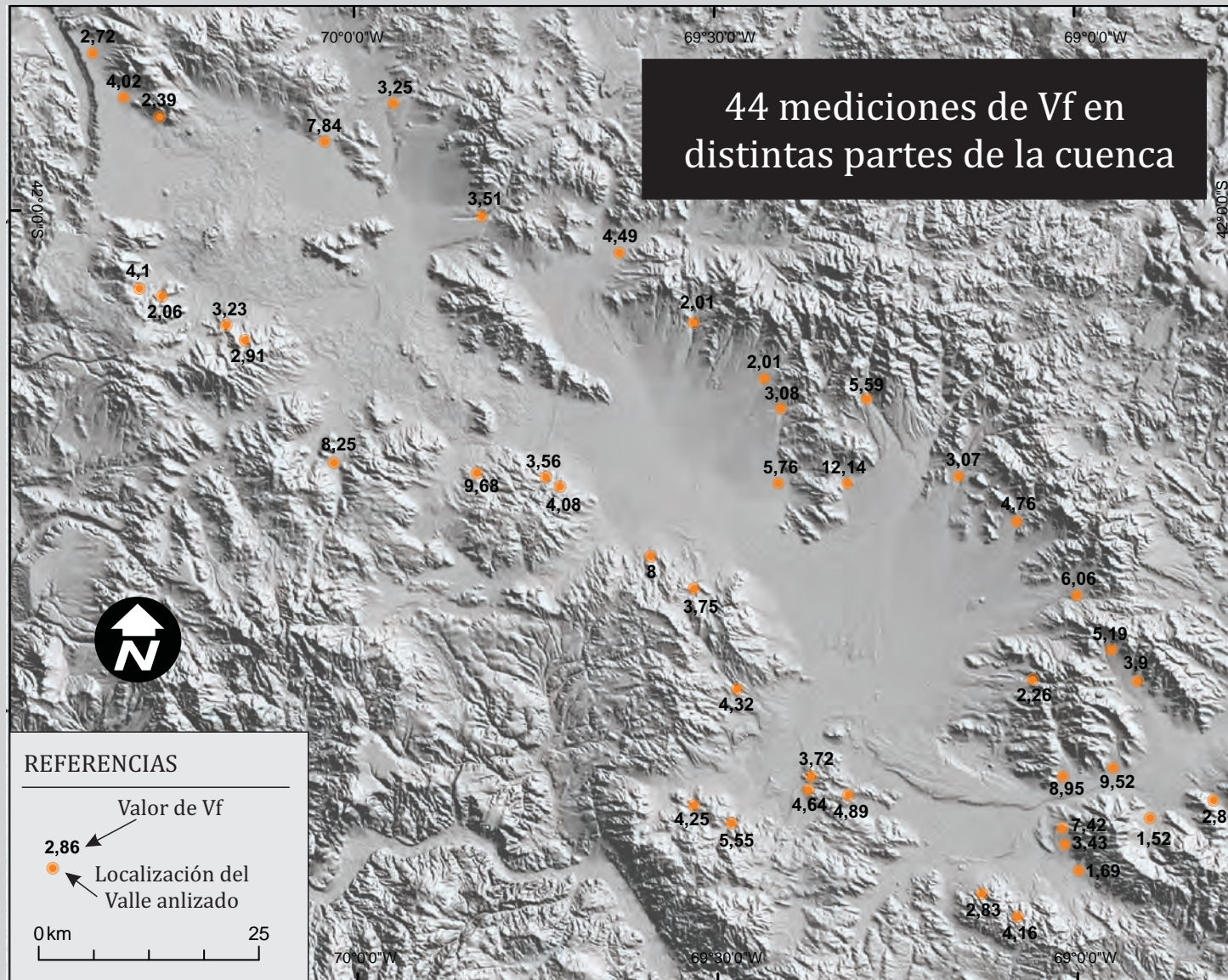


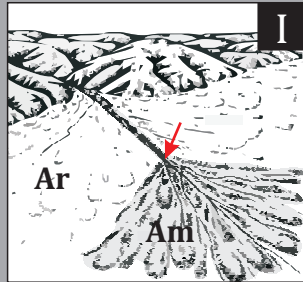
FIGURA 4.23 Índice de ancho del piso alto del valle obtenido en distintos sectores de la cuenca de Gastre. Los valores de Ap_v , H_{der} , H_{izq} y H_{pv} a partir de los cuales fueron definidos los índices de Vf pueden consultarse en el Anexo 3. La metodología empleada se detalla en el Capítulo Metodología 3.2.4

involucra superficies de pedimentación, a pedimentos disectados (Bull y McFadden, 1977). Este caso ha sido descrito en numerosas cuencas con estabilidad tectónica, donde un incremento de la descarga hidráulica, generado durante un cambio climático (periodo seco a periodo húmedo) desarrolla atrincheramiento del abanico cerca del frente montañoso, localizándose el ápice del nuevo abanico más cerca del piso de cuenca (Hooke, 1972; Bull y McFadden, 1977; Mayer, 1986; Burbank y Anderson, 2005) (Figura 4.24aI). Un ejemplo inverso se da durante la agradación de abanicos aluviales, muy común en la cercanía de una falla extensional con alta actividad tectónica (Bull y McFadden, 1977; Mayer, 1986; Gomez Villar, 1996; Leeder, 1999; Burbank y Anderson, 2005); Figura 4.24aII. Producto de un aceleramiento en la tasa de levantamiento del frente montañoso o subsidencia de la cuenca a través de la falla, se genera mayor espacio de acomodación en el borde del frente montañoso y, subsecuentemente, numerosos abanicos aluviales “simples” con el ápice en la unión piedemonte-montaña (Figura 4.24aII). Los fenómenos de retrogradación se dan, por su parte, cuando ocurren importantes ascensos del nivel de base, manifestándose esencialmente en los sistemas cercanos a lagos o lagunas en ambientes continentales o en abanicos aluviales cercanos a la costa marina (Viseras et al., 2003; Harvey, 2004). Los modelos de agradación y de progradación fueron utilizados en cuencas extensionales (Bull y McFadden, 1977) para diferenciar frentes montañosos activos en el primer caso (Figura 4.24aII) de frentes montañosos inactivos o de menor actividad en el segundo (Figura 4.24aII). En la actualidad se sabe que la migración del ápice de un abanico aluvial puede ser el resultado tanto de procesos tectónicos como climáticos (Frostick y Reid, 1989; North et al., 1989; Gomez Villar, 1996; Harvey, 2005). La estrategia para resolver esta ambigüedad radica en observar si las progradaciones o agradaciones de los abanicos se dan o no a lo largo de todos los bordes que delimitan a la cuenca (Burbank y Anderson, 2005), ya que la tectónica suele afectar en forma localizada mientras que el clima lo hace a mayor escala. De esta manera, la presencia de abanicos telescópicos a lo largo de todos los bordes de una misma cuenca difícilmente pueda explicarse mediante controles tectónicos.

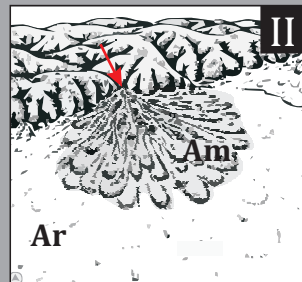
Sobre el análisis de imágenes satelitales y modelos de elevación digital (véase detalles en la Sección 3.2.4) se registraron 81 abanicos telescópicos/pedimentos disectados (Figuras 4.24b y 4.25). En todos los casos se observa una lejanía de los ápices de los abanicos más modernos respecto de los frentes montañosos, ajustándose al modelo de estabilidad tectónica (Bull y McFadden, 1977), lo cual corrobora la estabilidad de los frentes montañosos en la Cuenca de Gastre (Figuras 4.24aI y 4.24b).

ÍNDICES MORFOMÉTRICOS: ABANICOS ALUVIALES

A Abanicos aluviales simples y telescópicos: (Modelo de Bull y Mc Faden 1977)



Abanico Telescópico :
deposición lejos del
Frente montañoso



Abanico Simple:
deposición adosada al
Frente Montañoso:

B Abanicos telescópicos y pedimentos disectados

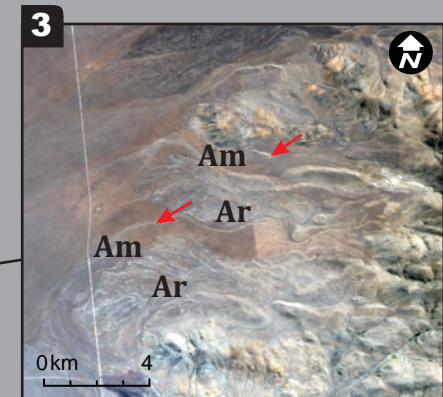
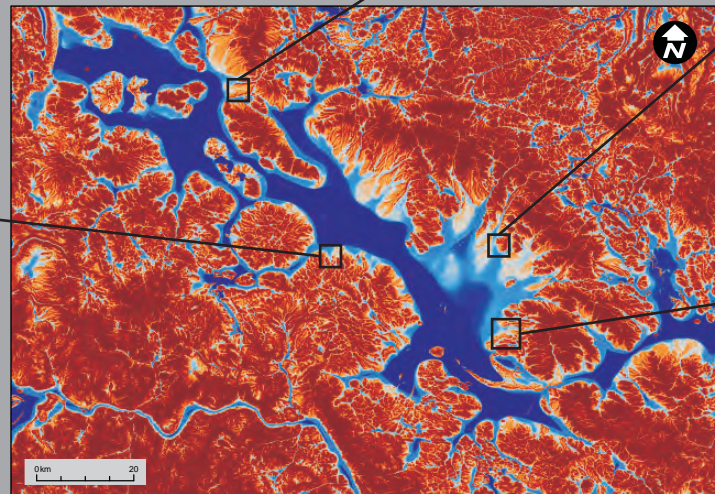
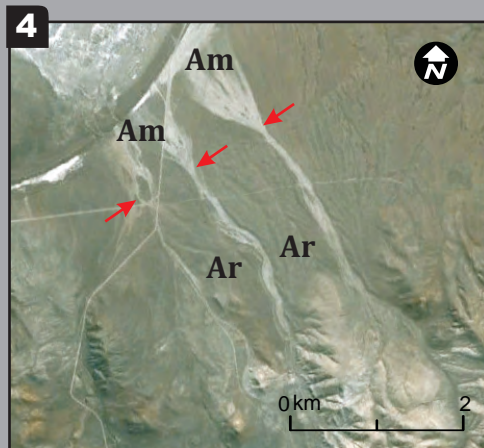
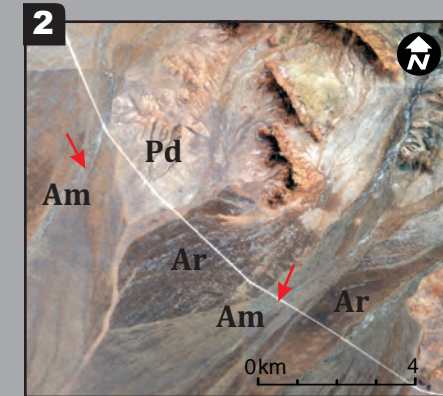
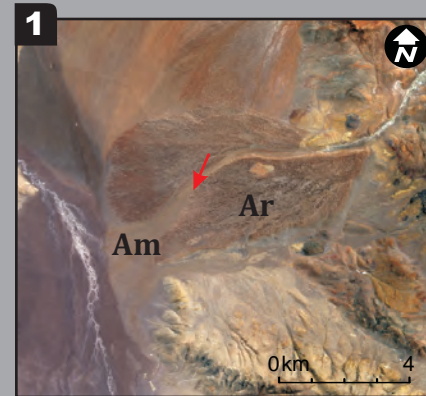


FIGURA 4.24. Abanicos aluviales como indicadores de tectónica activa. A: Modelos de abanicos aluviales y su relación con los frentes montañosos. I: Modelo de estabilidad tectónica en el frente montañoso II: Modelo de actividad tectónica en el frente montañoso; modificado de (Bull y McFadden, 1977): en todos los casos la flecha roja marca el ápice de los abanicos más jóvenes. Am = Abanico moderno; Ar= Abanico remanente; Pd= Pedimento disectado B: Mapa derivado de fondo de valle (MVBV) de la cuenca de Gastre donde se marcan algunos ejemplos de abanicos remanentes y superficies de pedimentación. 1,2 y 3: Imágenes ALOS AVNIR (combinación 321). 4: Imagen SPOT

ÍNDICES MORFOMÉTRICOS: ABANICOS ALUVIALES

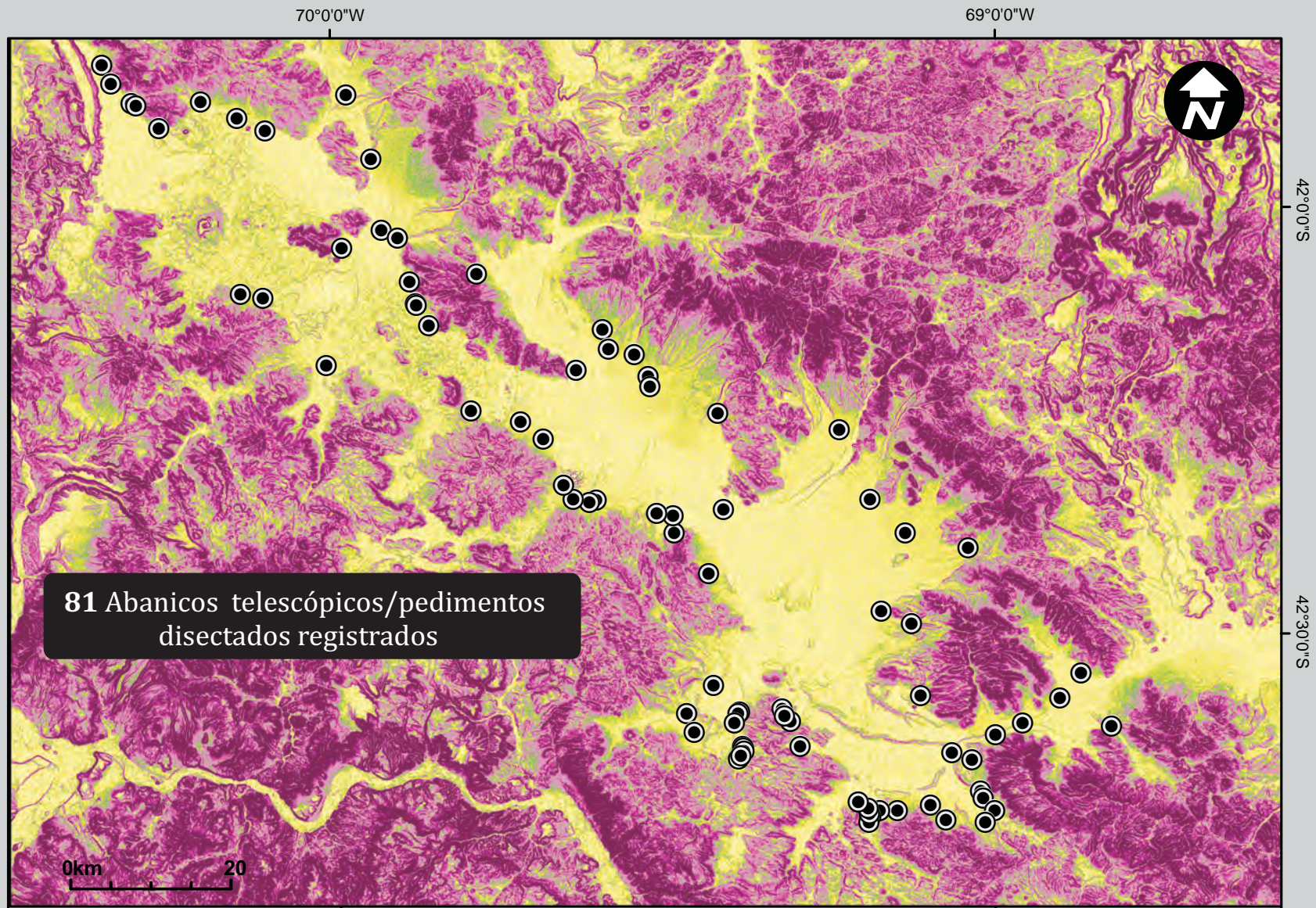


FIGURA 4.25. Mapa derivado de pendientes con localización de abanicos telescópicos y pedimentos disectados. El círculo marca la ubicación del ápice del abanico atrincherado.

4.4.5. Escarpas de Falla, Escarpas de Falla Degradadas y Controles Pasivos

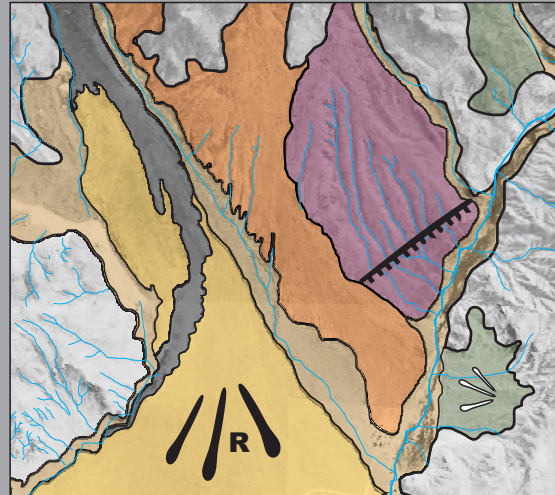
A partir de la observación de pares fotográficos, modelos de elevación digital e imágenes satelitales de alta resolución (véase Sección 3.2.4), se buscaron potenciales escarpas de fallas, escarpas de falla degradadas o controles tectónicos pasivos. El resultado de este análisis evidencia solamente el caso de una escarpa de falla degradada o control pasivo, localizado en el borde noreste de la Cuenca de Gastre, en las cercanías de la localidad homónima (Figuras 4.25a y b). Allí puede observarse un pequeño resalto de hasta 8 m de altura (Figura 4.25c) de orientación NE-SW (N 55° E), que desplaza parcialmente el curso de las cárcavas. Este resalto coincide con la traza de una falla preexistente inferida, continuación de una falla observada 15 km al SW (véase Anexo 1). En base a las relaciones entre superficies remanentes localizadas por encima de la estructura inferida (Figura 4.25c), sobre la cual sobreyace una colada volcánica del Pleistoceno Inferior (Haller et al., 2009), se puede determinar una edad mínima de la misma superior a 1,55 Ma. La presencia de un resalto topográfico de estas características implicaría, por su potencial de preservación de más de 10⁷ años, un sustrato rocoso (Stewart y Hancock, 1990), posiblemente de la misma naturaleza que los bloques de granitos cercanos, tratándose, por lo tanto, de un control pasivo desarrollado en el basamento.

4.4.6. Integración de Resultados- Evaluación de Tectónica Cuaternaria

La integración de todos los parámetros indica que si bien caracteriza a la cuenca de Gastre un elevado índice de asimetría de bolsones (Figura 4.19), existen también, moderados a elevados valores de sinuosidad del frente montañoso (Smf entre 1,21 y 3,36; Figura 4.21 y Anexo 2), altos valores de índice de ancho del piso-alto del valle (Vf, de entre 1,69 y 12,14; Figura 4.23 y Anexo 3), desarrollo de abanicos telescópicos en todos los bordes de la cuenca (Figura 4.24) y nulas evidencias de escarpas de falla cuaternarias, al menos desde el Pleistoceno Inferior (Figura 4.26). La integración de estas características y su comparación con los parámetros utilizados para establecer grados de actividad tectónica en otras regiones del planeta (Ramírez-Herrera, 1998; Azor et al., 2002; Verrios et al., 2004; Zovoili et al., 2004; Shtober-Zisu et al., 2008) permiten descartar una importante actividad tectónica cuaternaria en la región, catalogándose como una zona de actividad tectónica cuaternaria mínima o nula (Bull, 1988; Silva et al., 2003; Bull, 2007) o

ESCARPAS DE FALLA DEGRADADAS

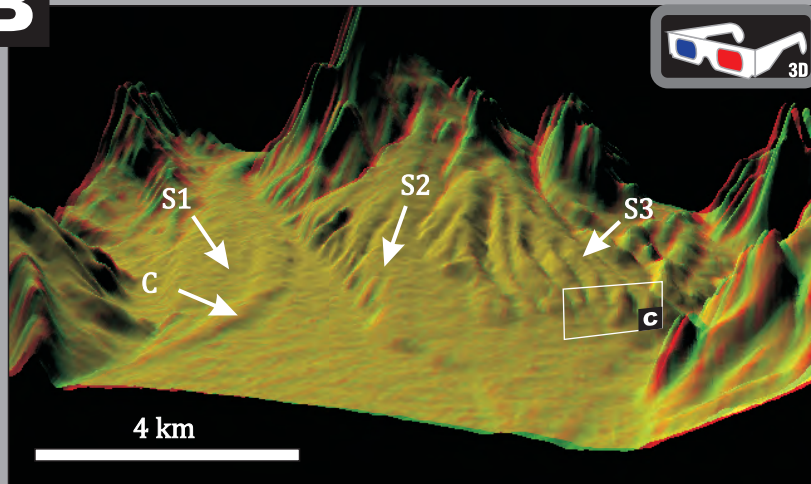
A



LOCALIZACIÓN-CONTROLES GEOMORFOLÓGICOS



B



C



FIGURA 4.26. Escarpas de falla degradadas dentro de la cuenca de Gastre. A: Imagen ALOS-AVNIR de la zona donde se localiza la única potencial escarpa de falla observada. Mapa geomorfológico de las unidades aluviales, fluviales y volcánicas relacionadas directa o indirectamente con la escarpa de falla degradada(EFD). B: Anaglifo 3D de un mapa derivado de *hillshade* donde se puede observar la cronología relativa de las unidades geomorfológicas. Se marca con un rectángulo la localización y orientación de la figura C. C: Foto de la potencial escarpa de falla degradada. El resalto inferior a la misma corresponde a la incisión desarrollada por el Arroyo Gastre.

inclusive como una zona totalmente inactiva (Bull y McFadden, 1977; El Hamdouni et al., 2008; Husam Abbas Ata, 2008; Tabla 4.1). La Cuenca de Gastre presenta, entonces, un relieve heredado, generado durante su configuración miocena. Se asigna por lo tanto un control pasivo a la fuerte asimetría registrada en esta depresión, cuyo origen respondería a un acenso diferencial de bloques en el Mioceno, durante la configuración de la región.

Autor	Grado de actividad tectónica	Smf	vf	Otros
Ramirez Herrera(1988)	Activo	1,06-1,32	0,2-1,3	Sismos de hasta 5,3 mb
Azor et al (2002)	Alta actividad	1,0-2,0	1,5-0,5	
Verrios et al (2004)	Activo	1,09-1,34	< 2,5	
Zovoili et al (2004)	Alta actividad	< 1,6	0,4-1,2 (x 0,7)	
Shtober-Zisu et al (2008)	Activo	1,05-1,24		
Bully Mc Faddeen (1977)	1 (alta actividad)	1,0-1,6	0,05-0,9	Sin abanicos atrincherados. Pendientes empinadas incluso en pedimentos
	2 (baja a moderada actividad)	1,4-3,0	0,5-2,0	Abanicos atrincherados. Pendientes empinadas de los FM
	3 (inactivo)	1,8->5	>2,0	Entradas profundas en el FM (embayment) con superficies de pedimentación. Frentes montañosos con superficies empinadas solo en rocas altamente resistentes
Rockwell et al (1984)	Frentes activos	1,0-1,34	<1	> 0,4-0,5 m/ka
	Frentes poco activos	1,57-2,04	>1	<0,5 m/ka
Weels et al (1988)	Alta actividad	1,0-3,1	< 1,0 forma de V	
	Poca actividad	1,0-2,2	> 2 Forma de U	
Husan Abbas Ata (2004)	Clase 1 Actividad alta	1,0-1,3	0,09-0,50	Registro sísmico instrumental con abundantes eventos> 5 mb , excepcionalmente hasta 6,9
	Clase 2 Actividad Moderada	>1,3	0,51-1,88	Registro sísmico instrumental con abundantes eventos < a 4,9 mb
	Clase 3 Inactivo	-	>1,88	
Silva et al (2003)	1 Activa	< 1,5	<0,6	Abanicos de reducido tamaño y alta pendiente en el piedemonte. Evidencias de multiples eventos paleosísmicos con registro sísmológico menor a 4mb excepcionalmente 5. >0,08 m/ka
	2 Moderada	1,8-2,3	0,3-0,8	Insición parcial de abanicos con progradación limitada. Calcretas en sedimentos de zonas proximales. No se observan superficies de ruptura. Sin registro paleosismológico. Sismicidad instrumental menor a 3mb. 0,07-0,03 m/ka
	3 Inactivas	2,8-3,5	>0,7 (vc 0,8-1,2)	Frentes montañosos muy engolfados que en algunos casos dejan ilsenbergs. Vf elevados con desarrollo de distintas terrazas. Abanicos disectados como formas relicto, con abundante desarrollo de calcretas. Alta degradación del paisaje. No se observan superficies de ruptura. Registro sísmico instrumental asísmico con eventos aislados menores a 2,5 mb. <m/ka
Bull (1988); Bull (2007)	1 Actividad Máxima 0,5-5 m/ka	1,0-1,5	Valles en V en rocas duras y U en blandas	Abanicos aluviales no atrincherados en el piedemonte.
	2 Actividad Rápida 0,3-0,7 m/ka		Valle en V	Abanicos aluviales atrincherados En Clase 2 pavimentos del desierto sobre abanicos remanentes. En Clase 3 raras las escarpas Holocenas.
	3 Actividad Lenta 0,05-0,3 m/ka	Valle en U		
	4 Actividad mínima 0,005 m/ka con intervalos de ruptura de hasta 200 ka	1,5-3	FM con entrantes y salientes. Vf> 0,5	
	5 Inactividad durante el Qt	>3	FM con entrantes y salientes	Pedimentos disectados o sin disectar
El Hamdouni et al (2008)	Clase 1	<1,1	<0,5	AF> 75
	Clase 2	1,1-1,5	0,5-1	AF 57-75
	Clase 3	>1,5	>1	AF < 57

Tabla 4. 1. Validación de actividad tectónica cuaternaria. Con negrita se señala valores similares a los observados en la cuenca de Gastre

5.

EL RELLENO
DE LA CUENCA DE GASTRE

CAPÍTULO 5- EL RELLENO DE LA CUENCA DE GASTRE

El relleno superficial de la cuenca de Gastre está caracterizado por la interacción de distintos ambientes tales como sistemas aluviales, fluviales, lacustres y volcánicos de edad cuaternaria (Proserpio, 1978; Regairaz y Suivres, 1984; Regairaz et al., 1990) (Figura 2.1). Abanicos aluviales/fluviales de decenas de km² son desviados por coladas volcánicas o altos de basamento en el recorrido que efectúan para desembocar en playas o salinas terminales; líneas de costa degradadas aparecen cerca de abanicos remanentes desvinculados de los sistemas de drenaje actual. En sectores aislados, localizados en las márgenes de la cuenca, sobre bloques de basamento o en sectores de fuerte incisión fluvial, también se registran depósitos más antiguos, de edad neógena, caracterizados por una fuerte naturaleza volcanoclástica (Volkheimer, 1965; Ravazzoli y Sesana, 1977; Proserpio, 1978; CNEA, 1990b). Las evidencias mostradas en capítulos anteriores (véase Sección 4.3.4) evidencian que por debajo de los depósitos cuaternarios, existen depósitos neógenos que se extienden por casi toda la cuenca. La existencia de un relleno neógeno-cuaternario dentro de la cuenca de Gastre abre, entonces, algunos interrogantes: ¿Cómo es la distribución lateral y vertical de estos depósitos? ¿Qué procesos les dieron origen y en qué ambientes sedimentarios fueron acumulados? ¿Qué lapso temporal representan y cuál es su rol en el contexto evolutivo de la cuenca?

Con el objeto de responder a estas preguntas, se analizarán las distintas unidades neógenas y cuaternarias que componen al relleno de la cuenca de Gastre, describiendo cada una de ellas desde un punto de vista estratigráfico y paleoambiental.

5.1 DISTRIBUCIÓN DE LAS UNIDADES NEÓGENAS Y CUATERNARIAS EN LA CUENCA DE GASTRE

Las unidades **neógenas y cuaternarias** del área de estudio se componen de las formaciones La Pava, Collón Curá y Río Negro, de edades que van del Mioceno al Plioceno, mientras que las unidades cuaternarias se componen de coladas volcánicas de la Formación Cráter y Formación Moreniyeu (ambas agrupadas en esta trabajo bajo la unidad informal “rocas volcánicas de las Formaciones Moreniyeu y Cráter”) y de depósitos sedimentarios asignados a las Formaciones Choiquepal y Gastre (esta última definida en este trabajo; (Sección 2.2; Figura 5.1). Un análisis de la distribución de estas unidades dentro de la cuenca muestra la existencia de diferencias interesantes de analizar. Los depósitos cuaternarios se presentan con excelentes afloramientos en planta pero pobre exposición vertical. En contraposición, los depósitos neógenos presentan pobre expresión en planta pero alcanzan a mostrar, localizadamente, una buena exposición vertical (Figura 5.1). Esto se ve muy claramente al calcular el área porcentual que ocupan las distintas unidades que afloran dentro de la cuenca de Gastre. Mientras que los depósitos sedimentarios y volcánicos cuaternarios ocupan el 98,9 % de la superficie (84 % depósitos sedimentarios y 15,4 % depósitos volcánicos), los afloramientos de depósitos neógenos representan solamente el 1,1 %. Sobre la base de la marcada diferencia en la forma de exposición de los afloramientos neógenos y cuaternarios fue necesario la utilización de metodologías diferentes para su caracterización estratigráfica, sedimentológica y paleoambiental. Por esta razón se describirán a continuación, en forma separada, los depósitos neógenos de los depósitos cuaternarios.

DEPÓSITOS NEÓGENOS Y CUATERNARIOS: DISTRIBUCIÓN

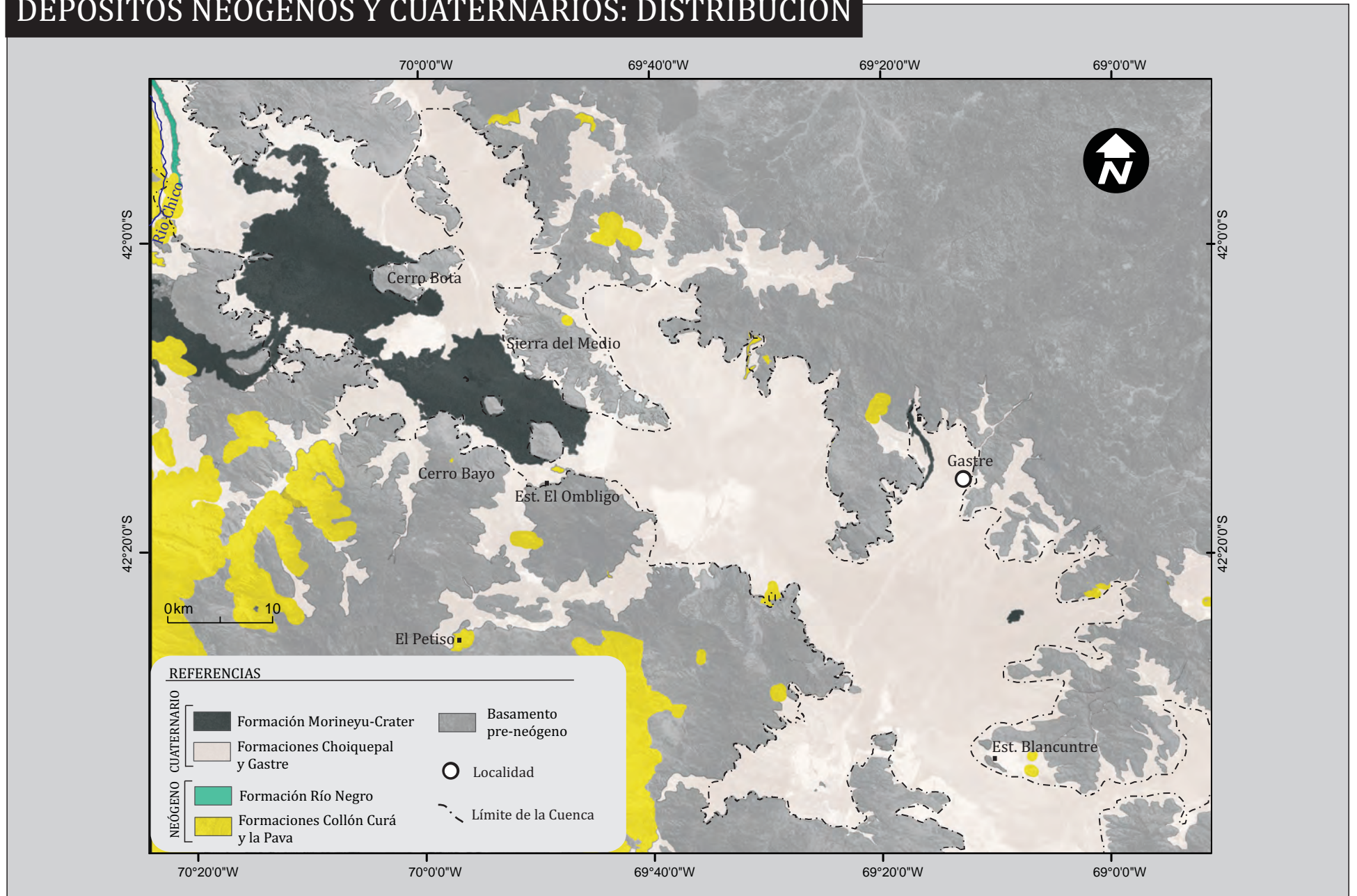


FIGURA 5.1. Distribución de los depósitos neógenos y cuaternarios del área de estudio.

5.2 EL RELLENO NEÓGENO

Las mejores exposiciones de las unidades neógenas dentro de la cuenca de Gastre, se localizan en las márgenes del Río Chico (Figura 5.1). La importante incisión labrada por este curso permanente expone excelentes afloramientos de las formaciones La Pava, Collón Curá y Río Negro, esta última representada solamente en este sector. Otras exposiciones de las formaciones La Pava y Collón Curá, de menor extensión, pueden observarse apoyando sobre bloques de basamento fuera y dentro de la cuenca (p.e. Sierra del Medio, El Petiso y Estancia Blancuntre entre otros; Figura 5.1; Anexo 1). Hacia el suroeste del Bajo de Gastre, fuera de sus bordes y sin relación con el mismo, los afloramientos de las Formaciones La Pava y Collón Curá se observan cubriendo un amplio sector del antepaís norpatagónico (Figura 5.1, Anexo 1).

5.2.1 Unidades Litoestratigráficas

La Formación La Pava se encuentra en distintas partes de la cuenca de Gastre en afloramientos de reducido tamaño, registrándose en todos los casos apoyando mediante discordancia sobre bloques de basamento pre-neógeno dentro y fuera del bajo (Figura 5.2). Presenta espesores de entre 2 y 8 m y se dispone con inclinaciones de entre 10° y 110° en forma solidaria con bloques pre-neógenos rotados (Secciones 4.3.1, 4.3.2, 4.3.3; Figura 5.3). Su localización, fuera de la zona de estudio, por encima de rocas volcánicas datadas en 21 Ma (Nullo, 1979) y su ubicación, dentro y fuera del área de estudio, por debajo de la Formación Collón Curá (edad máxima 16,1 Ma; Tabla 2.2), sugiere que la Formación La Pava posee una edad Mioceno Inferior tardío a Mioceno Medio.

La Formación Collón Curá se distribuye dentro de la cuenca de Gastre con espesores que varían entre 9 y 78 metros (Figura 5.2). Espesores inferiores a los 10 m también han sido registrados fuera del bajo, por encima de la Formación La Pava,

ESTRATIGRAFÍA NEÓGENA Y CUATERNARIA: DISTRIBUCIÓN 3D

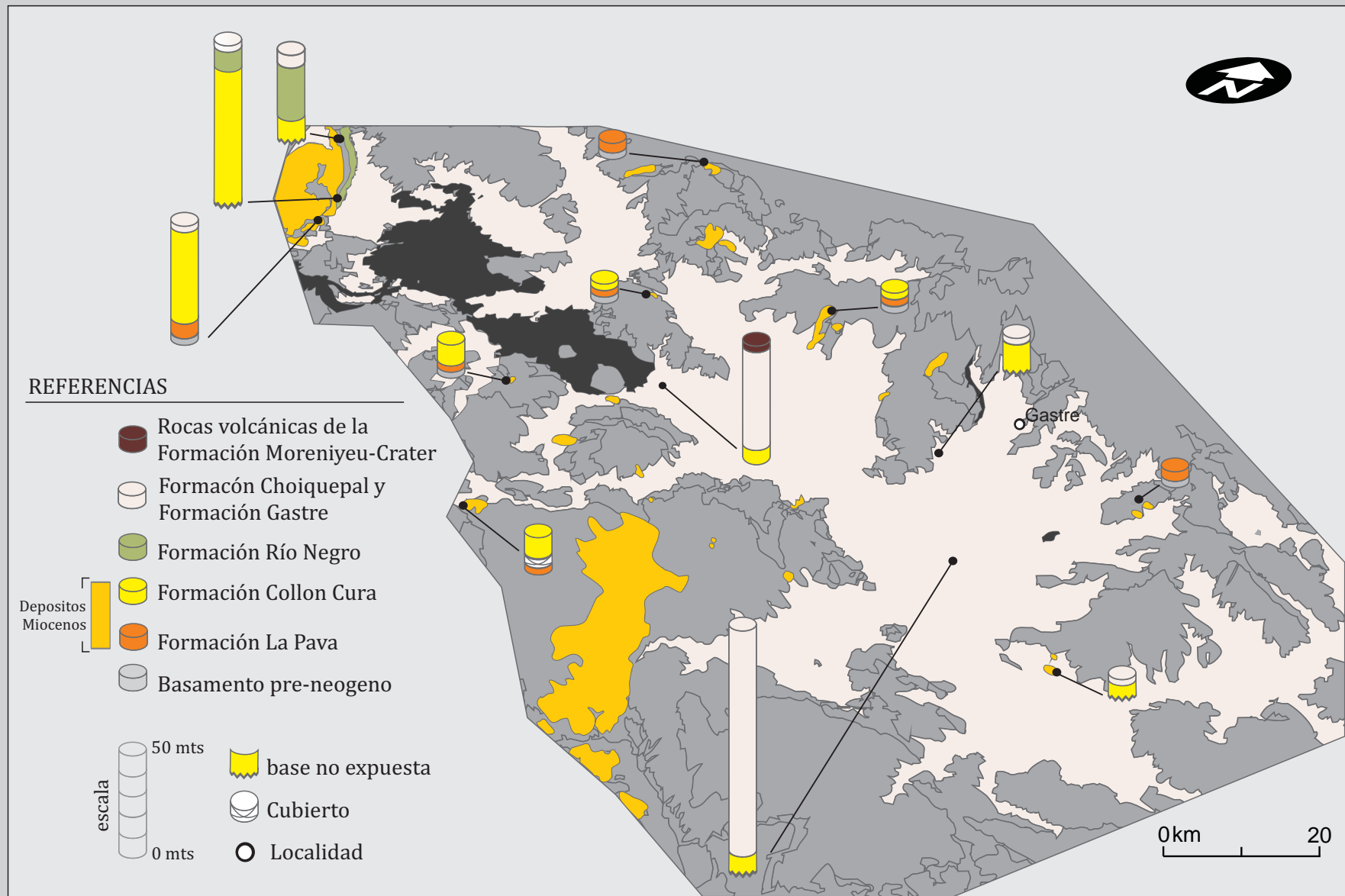


FIGURA 5.2. Figura en perspectiva con la distribución vertical y regional de los depósitos neógeno-cuaternarios del área de estudio. Los espesores de las unidades neógenas corresponden a datos directos de cloumnas estrtigráficas o sedimentológicas relevadas durante las tareas de campo. Los espesores de las unidades cuaternarias están determinados mediante métodos geofísicos indirectos (CNEA 1990).

UNIDADES NEÓGENAS: FORMACIÓN LA PAVA- FORMACIÓN COLLÓN CURÁ



FIGURA 5.3. Estratigrafía neógena: relación entre las formaciones La Pava y Collón Curá en la margen oeste del Río Chico, donde la segunda apoya mediante discordancia angular sobre la primera. A: Panel sin interpretación; B: Panel interpretado

adosados sobre los bloques que delimitan a la cuenca de Gastre (Figura 5.2). Estos espesores, medidos en la margen este del Río Chico (Figura 5.1), son válidos para el borde occidental, ya que espesores mucho mayores (de hasta 300 m) se han determinado en forma indirecta dentro de la cuenca en las cercanías de la Sierra del Medio (CNEA, 1990). Teniendo en cuenta los espesores definidos para esta unidad en otras regiones cercanas (entre 150 m y 600 m de potencia; Nullo, 1978; Rabassa, 1978; Coira, 1979; Nullo, 1979; Cazau et al., 1989), y las observaciones efectuadas en forma directa o indirecta (CNEA, 1990) cerca de los bordes de cuenca en el área de estudio (Figura 5.2), se estima una potencia máxima de esta unidad dentro de la cuenca de Gastre de entre 300 y 600 metros. El contacto basal con la Formación La Pava es mediante discordancia angular abrupta o mediante discordancias progresivas (véase Secciones 4.3.1 y 4.3.2., Figuras 4.11a y 5.2). Análisis isotópicos de Ar/Ar realizados en un nivel intermedio de esta formación arrojaron una edad de $14,86 \pm 0,13$ Ma (véase sección 3.1.6) indicando, en coincidencia con la mayor parte de las edades existentes de esta unidad en áreas cercanas (Tabla 2.2), una edad miocena media. Por su parte, varios *taxa* de los mamíferos fósiles encontrados en la parte inferior de la Formación Collón Curá durante este trabajo son buenos indicadores cronológicos e indican una edad similar (Villafañe et al., 2008; Pérez, 2010). Por un lado, entre los típicos géneros de edad Colloncureense (Mioceno Medio, Langhiano; Madden et al., 1997) se registran los roedores *Alloiomys* (Vucetich, 1979) y *Massoiamys* (Vucetich, 1978), y el marsupial *Patagosmilus* (Forasiepi y Carlini, 2010). Por otro lado, se registran *taxa* afines a especies de edad Laventense (Mioceno Medio, Serravalliano; Madden et al., 1997) como los roedores *Guiomys* (Pérez, 2010), y *Microcardiodon* (Pérez y Vucetich, 2011), el marsupial *Hondalagus* (Villafañe y Bond, 2008) y el toxodonte *Pericotoxodon* (Villafañe y Bond, 2008). De esta manera sobre la base de datos isotópicos y bioestatigráficos se sugiere para la Formación Collón Curá en el área de estudio una edad general miocena media (intermedia entre Colloncureense - Laventense).

Por su parte, la Formación Río Negro se localiza sólo en el extremo noroeste del Bajo de Gastre, en la margen este del Río Chico (Figura 5.1 y 5.2). Se dispone mediante una importante discordancia erosiva por sobre la Formación Collón Curá (Figura 5.4), con espesores variables entre los 7 y 16 metros (Figura 5.2). Su disposición estructural es horizontal, sin signos de deformación (véase Sección 4.3). Su localización por encima de la Formación Collón Curá junto con las edades isotópicas registradas fuera del área de estudio (Tabla 2.2), sugiere para esta unidad una edad Mioceno Medio a Plioceno, en acuerdo con lo propuesto anteriormente por otros autores (González Díaz et al., 1990).

5.2.2 Análisis de Facies y reconstrucción paleoambiental

La variedad de tipos litológicos y genéticos encontrada en las unidades neógenas (Figura 5.5) hizo necesario su estudio por medio de un modelo jerárquico que permitió avanzar con los objetivos propuestos (véase Capítulo 1.1): *el modelo de facies*. Este modelo, como es comprendido hoy en día, involucra una síntesis de la información de los ambientes depositacionales actuales y antiguos en un esfuerzo por entender la naturaleza, la escala, la heterogeneidad y los controles físicos de los procesos intervinientes en cada ambiente sedimentario (Walker, 2006). Sobre la base del análisis de facies realizado en este trabajo se han definido 15 facies diferentes respecto de su génesis y mecanismos de depositación, caracterizadas a partir de atributos mesoscópicos y microscópicos objetivos (Tabla 5.1, Figuras 5.6, 5.7). La importante variación composicional observada en las mismas conllevó a la diferenciación de dos grupos en función del porcentaje y naturaleza de sus componentes: facies extracuencales y facies intracuencales. Las primeras se subdividen en epiclásticas (>80% de material epiclástico), volcaniclásticas (>80% de fragmentos piroclásticos), epiclástica/volcaniclástica (mezcla de fragmentos epiclásticos y volcaniclásticos donde ninguna de las litologías supera el 80%) y volcaniclástica/carbonática (mezcla de fragmentos volcaniclásticos y carbonáticos, donde

UNIDADES NEÓGENAS: FORMACIÓN RÍO NEGRO-FORMACIÓN COLLÓN CURÁ

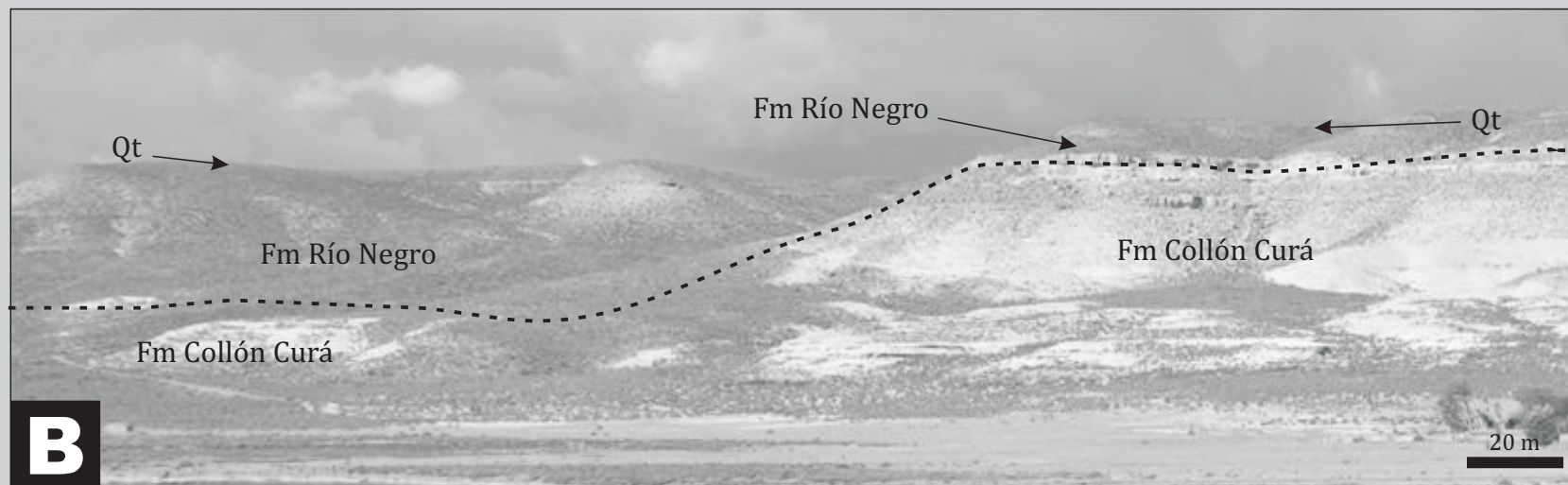


FIGURA 5.4. Estratigrafía neógena en el sector del Río Chico: Relaciones entre las Formaciones Río Negro y Collón Curá, donde la primera apoya mediante importante superficie erosiva sobre la segunda. A: Panel sin interpretación. B: Panel interpretado. RN: Río Negro; Qt: Depósitos cuaternarios de la Formación Choiquepal.

DEPÓSITOS NEÓGENOS: ANÁLISIS DE FACIES

		CODIGO	TEXTURA	ESTRUCTURA	DIMENSIONES (Estrato-sets)	INTERPRETACIÓN
EXTRACUENCALES: EPICLÁSTICAS, VOLCANICLÁSTICAS Y DE MEZCLA	PSEFFÍTICAS	Ac	Aglomerado clasto sotén constituido por clastos de paleosuelos subredondeados a subangulosos (Fm La Pava)	Muy pobremente estratificado con clastos con difusa imbricación	1,10 metros de espesor	Depósitos de flujos de detritos no cohesivos a flujos hiperconcentrados subaéreos
		Gmp	Conglomerado fino con matriz sostén pircolástica /carbonática, pobremente seleccionada, con variaciones a textura clato sostén polimodal. Clastos subangulosos	Gradación inversa. Masiva a pobremente estratificada con sectores con clastos orientados paralelos a la estratificación	0,35 metros de espesor	Depósitos de flujos de de alta densidad subacueos
		Gt	Conglomerado fino polimíctico clasto sostén de moderada selección	Estratificación entrecruzada en artesa	0,5 a 1m de espesor y 1,20 m de largo. Sets de 10-14 cm	Depósitos de formas de fondo de dunas 3D gravosas originados por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales, turbulentos y traccionales
		Lm	Lapillita clasto sostén compuesto por pomez redondeados de hasta 0,5 cm. Escasa matriz compuesta por grainstone bioclástico (facieGr m)	Masiva	0,3 m de espesor	Depositos volcaniclásticos retrabajados en ambientes subacueos
	PSAMÍTICAS	SGm	Areniscas(mL-cU) polimícticas con guijas de hasta 4 cm	Masiva	1,5 metros de espesor	Depósitos de flujos de detritos no cohesivos a flujos hiperconcentrados de alta descarga
		S/SGt	Areniscas polimícticas (Um-Lc) con gujas subredondeadas dispersas	Estratificación entrecruzada en artesa	3,3 metos de espesor. Sets de 0,20cm de espesor y 1 m de largo	Depósitos de formas de fondo de dunas 3D areno-gravosas originados por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales, turbulentos y traccionales
		Sm	Areniscas volcaniclásticas y volcaniclástica - carbonáticas pobremente seleccionadas (Lmf a cU). En ocasiones con fragmentos pumiceos dispersos de hasta 4 cm y/ liticos de hasta 2 cm	Masivas, en la mayoría de los casos con evidencias de bioturbación. Pueden presentar desarrollo de concreciones y parches definidas por mayor concentración de cemento carbonático. Portadoras de porcentaje variable de ostrácodos y gasterópodos	0,7 a 27 m de espesor	Depósitos originados por flujos de sedimentos de alta denisdad y/o depósitos altamente bioturbados sin estructura depositacional reconocible capaz de definir los procesos que le dieron origen
		Sha	Areniscas volcaniclásticas - carbonáticas (fL-fU) y polimícticas (Uf-Lm) de moderada a buena selección .	Estratificación muy fina a laminación horizontal. En ocasiones con deformación sinsedimentaria. Las de composición volcaniclástica-carbonática: portadoras de ostracodos, gasterópodos, y vertebras de peces, desarrollo de marcas de obstaculos y trazas de <i>skolitos</i>	0,2 a 3,3 metros de espesor. Láminas de 0,4 a 2 cm	Depósitos de capa plana de alto régimen de flujo, originados por flujos de sedimentos de baja densidad y turbulentos
		Shb	Areniscas volcaniclásticas y volcaniclásticas- carbonáticas pobremente seleccionadas (mU a cU). Portadoras de grapestones, oncoides, ooides, ostrácodos y gasterópodos	Estratificación. En ocasiones con fragmentos pumiceos de hasta 7 cm dispersos paralelos a la estraificación. Puede presentarse parcialmente bioturbada	0,25 m de espesor. Laminas de entre 1 y 2 cm	Depósitos de capa plana de bajo régimen de flujo, originado por sedimentos de baja densidad y turbulentos.
		Sr	Areniscas volcaniclástica-carbonáticas de moderada a pobremente seleccionada selección (vfL a mU)	Laminación a estratificación entrecruzada en artesa con gradación normal. En algunos casos con abundante bioturbación la cual borra parcialmente a la estructura original. Portadora de ostracodos, gasterópodos y vertebras de peces	0,10 a 1,95 m de espesor. Sets de 1 a 3 cm y 5 a 6 cm de ancho. Internamente laminación de 1 a 2 mm con gradación normal	Depósitos de corrientes turbulentas de baja densidad. Migración de óndulas 3D desarrolladas por flujos unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo
		Sl	Areniscas volcaniclásticas -carbonáticas (vfL) con moderada selección	Estratificación fina a laminación que en sectores intercala con pelitas . En ocasiones con deformación sinsedimentaria	Láminas de entre 1,5 cm a 0,2cm	Depósitos de decantación de materiales finos en ambientes continentales
		PELÍTICAS	Pl	Limolitas y Arcilitas de composiciones volcaniclástica a polimíctica, moradas y blanquecinas	Laminadas. En ocasiones asociadas de grietas de desecación	0,05 m a 0,3 m de espesor. Laminación de 1 a 5 mm
Pp	Limolitas arenosas (vfL) volcaniclásticas y arcilitas castañas y verde-amarillentas		Masivas. Muy bioturbadas con presencia de rizolitos o grietas de desecación. Mayormente formando agregados de suelo. Las limo-arenosas con trazas de coprinisphaera y celiforma. En algunos niveles, nódulos de oxidos de hierro incipientes	0,2 a 0,5 m de espesor	Depósitos con exposición subaérea, con variable grado de desarrollo de suelos	
INTRACUENCALES CARBONÁTICAS	Gr t	Grainstone bioclástico compuesto por ostrácodos, gasterópodos y ooides	Estratificación entrecruzada en artesa. Agunos niveles con moderada bioturbación y restos de peces. Ostrácodos dispuestos en estructuras <i>cup in cup</i>	1,95 a 3 m de espesor. Sets de 0,3 cm de espesor con gradación normal	Depósitos de corrientes turbulentas de baja densidad. Migración de óndulas 3D desarrolladas por flujos unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo con alta tasa de producción de fragmentos calcáreos esqueletales	
	Gr m	Grainstone bioclástico con fragmentos esqueletales compuestos exclusivamente por ostrácodos, con hasta 20 % de material volcaniclástico. Pomez de hasta 4 cm dispersos	Masivo	0,3 a 6 m de espesor	Depósitos de acumulación de ostracodos retrabajados por flujos de sedimentos de alta densidad subácuos	

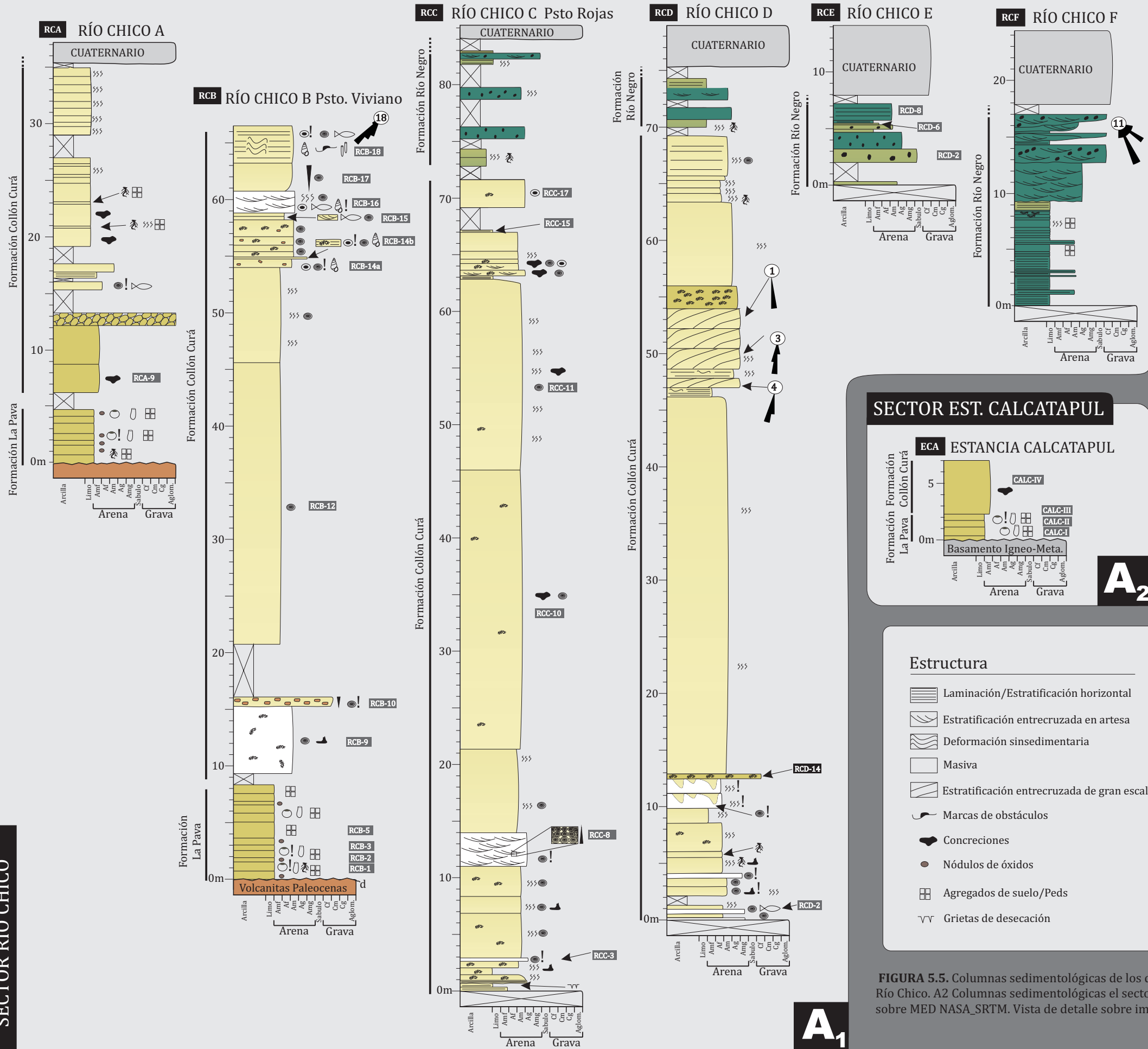
REFERENCIAS

Código	Litología	Código	Estructura/Textura
A	Aglomerado	c	Clasto sotén
G	Conglomerado	m	Matriz sostén
S	Areniscas	t	Estratificación entrecruzada en artesa
SG	Arenisca Conglomerádica	h	Estratificación horizontal
Gr	Grainstone	l	Laminación
L	Lapillita	p	Pedogénesis
		a	Alto régimen de flujo
		b	Bajo régimen de flujo
		r	Laminación ondulítica

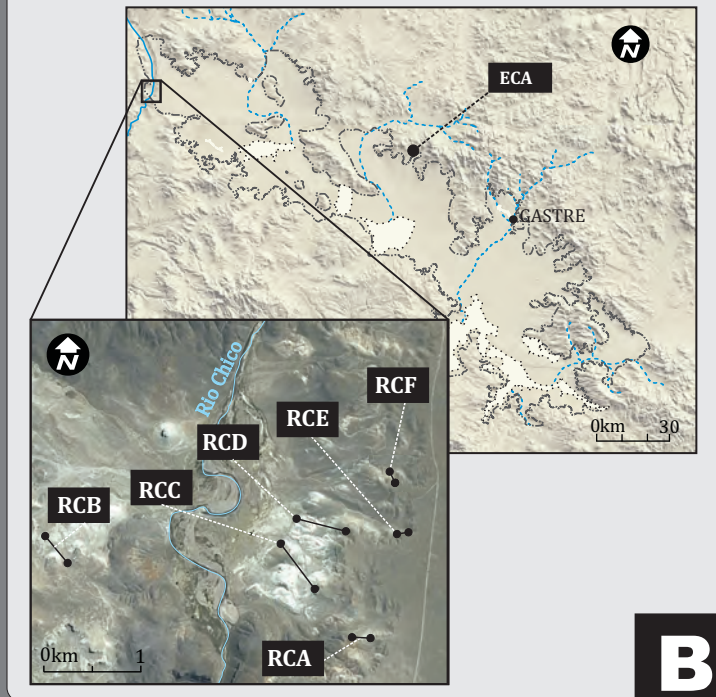
TABLA 5. 1. Facies sedimentarias de las unidades neógenas del área de estudio (Formación La Pava, Formación Collón Curá y Formación Río Negro) . Vistas de detalle de cada una de ellas en Figura 5.6. Para la interpretación de facies sedimentarias se remitió a [Shultz, \(1984\)](#); [Bullock et al. \(1985\)](#); [Smith, 1986](#); [Smith, \(1987\)](#); [Smith and Lowe \(1991\)](#); [Blair y McPherson \(1994\)](#); [Wakefield \(1995\)](#); [Bank yChough \(1996\)](#); [Miall \(1996\)](#); [Talbot y Allen \(1996\)](#); [Leeder \(1999\)](#); [Retallack \(2001\)](#); [Collinson \(2002\)](#); [Orton \(2002\)](#); [Dasgupta \(2003\)](#); [Bhattachayra \(2006\)](#); [Bridge \(2006\)](#); [Clifton \(2006\)](#); [Miall \(2006\)](#); [Blair y McPherson \(2008\)](#) y [Fregenal y Meléndez \(2010\)](#).

PERFILES SEDIMENTOLÓGICOS DEL RELLENO NEÓGENO DE LA CUENCA DE GASTRE

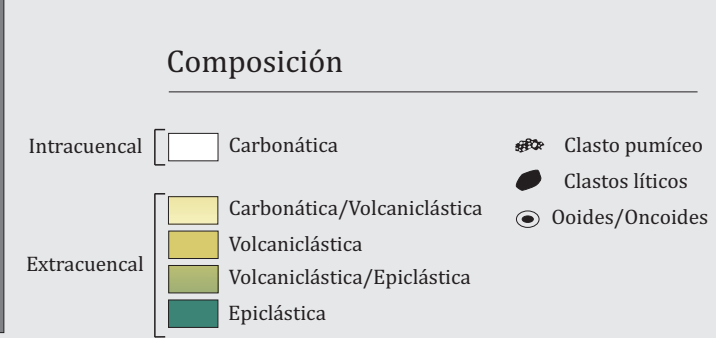
SECTOR RÍO CHICO



LOCALIZACIÓN



REFERENCIAS



Estructura

- Laminación/Estratificación horizontal
- Estratificación entrecruzada en artesa
- Deformación sinsedimentaria
- Masiva
- Estratificación entrecruzada de gran escala
- Marcas de obstáculos
- Concreciones
- Nódulos de óxidos
- Agregados de suelo/Peds
- Grietas de desecación

Fósiles

- Ostrácodos
- Microgasterópodos
- Restos de Peces
- Mamíferos fósiles
- Bioturbación
- Skolithus
- Coprinisphaera
- Celiforma
- Rizolito
- ! Abundantes
- Ej:

Muestreo y Paleocorrientes

- RCD-14** Muestra para datación Isotópica
- Nombre del perfil
- RCB-18** Muestra petrográfica
- Nivel
- Datos
- Paleocorreinte

SECTOR EST. CALCATAPUL

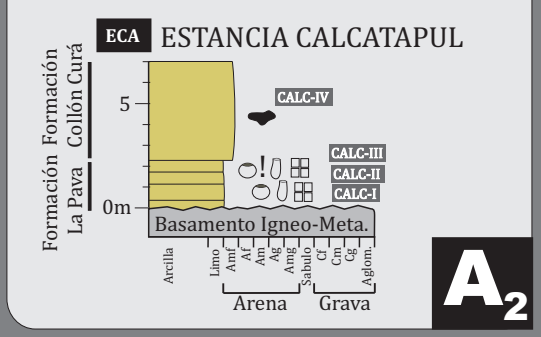


FIGURA 5.5. Columnas sedimentológicas de los depósitos neógenos del área de estudio. A1: columnas sedimentológicas del sector Río Chico. A2 Columnas sedimentológicas el sector Estancia Calcatapul. B: Localización de las columnas relevadas. Vista regional sobre MED NASA_SRTM. Vista de detalle sobre imagen SPOT.

FACIES NEÓGENAS: FORMACIÓN LA PAVA-FORMACIÓN COLLÓN CURÁ-FORMACIÓN RÍO NEGRO



FIGURA 5.6. Facies definidas para los depósitos neógenos del área de estudio. Para descripciones y rasgos distintivos de cada una de ellas ver tabla 5.1.

ninguna de las litologías supera el 80%). Por su parte, las intracuencales se componen casi exclusivamente de rocas de composición carbonática (> 80% de fragmentos carbonáticos; [Figura 5.5](#)). A los efectos de generar una nomenclatura coherente se utilizó el término “volcaniclástico” ([Fisher, 1961](#)) para describir a las rocas sobre la base de la composición de los fragmentos que las integran, sin importar su connotación genética (depósitos primarios vs depósitos reelaborados).

Las facies definidas ([Tabla 5.1; Figuras 5.6, 5.7](#)) fueron agrupadas en asociaciones de facies que, junto con las geometrías, arreglos internos y distribuciones, permitieron definir el contexto paleoambiental en el que tuvieron lugar los depósitos del relleno neógeno. De esta manera, se definieron seis ambientes depositacionales distintos; uno de ellos para los depósitos de la Formación La Pava, tres para los de la Formación Collón Curá y dos para los de la Formación Río Negro.

5.2.2.1 Formación La Pava

Sistema aluvial de bajo gradiente con desarrollo de suelos

Este sistema está representado por una sucesión repetitiva compuesta exclusivamente por limolitas arenosas de composición predominantemente volcaniclástica dispuestas en forma de cuerpos tabulares apilados de 40 a 80 cm de espesor y cientos de metros de extensión lateral ([Tabla 5.1, Figuras 5.6, 5.7, 5.8](#)). Está caracterizado por esta única facies (Pp), dominada por abundante bioturbación, copiosas trazas de *Coprinisphaera* y *Celiforma* ([Genise et al., 2000](#)) y rizolitos ([Figura 5.8b](#)). En todos los casos aparecen numerosas evidencias de pedogénesis, destacándose agregados de suelos en forma de bloques subangulosos y angulosos, nódulos de óxidos de hierro incipientes ([Retallack, 2001](#)) y cutanes de arcilla o argilanes ([Bullock et al., 1985](#)) tal como puede observarse en las figuras [5.8c1, 5.8c2 y 5.8c3](#).

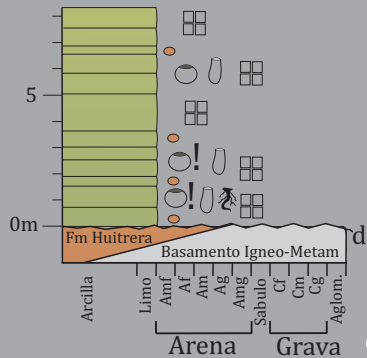
FORMACIÓN LA PAVA: SISTEMA ALUVIAL DE BAJO GRADIENTE CON DESARROLLO DE SUELOS

ASOCIACIONES DE FACIES Y ARQUITECTURA

A

FACIES exclusivamente

Pp



TRAZAS FÓSILES

B



RASGOS PEDOGENÉTICOS

C

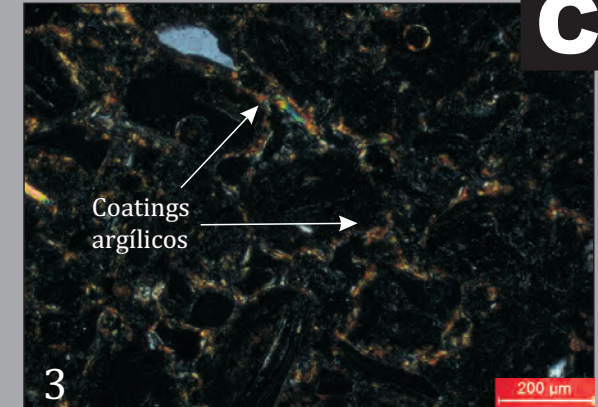
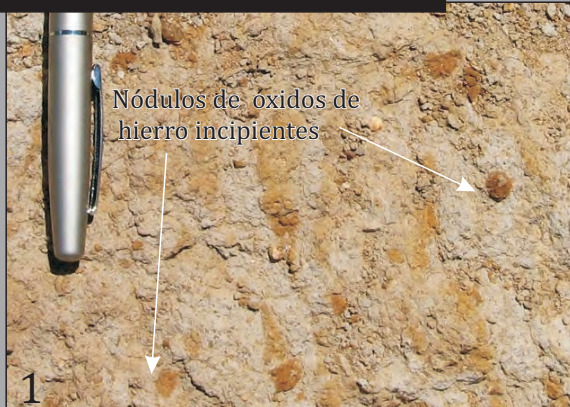


FIGURA 5.8. Formación La Pava: Paleosuelos apilados labrados sobre un ambiente aluvial de bajo gradiente, bajo influencia volcanoclástica, con características de pastizal. La línea blanca marca la localización del perfil A: Facies típica y disposición vertical y lateral en afloramiento. B: Asociación de trazas fósiles característica de esta unidad. B1: *Coprinisphaea* B2: *Celiforma* C: Rasgos pedogenéticos a mesoescala y microescala. C1: Nódulos incipientes de óxidos de hierro. C2 y C3: Microfotografía donde se observan cutanes y *coating* argílicos desarrollados por procesos de iluviación. C2 con nicóles paralelos y C3 con nicóles cruzados.

La elevada bioturbación y grado de pedogénesis permiten interpretar diferentes horizontes de suelo que, en función de la potencia de esta formación, constituyen una o más secuencias de paleosuelos apilados. El elevado grado de disturbación de las facies originales por estos paleosuelos dificulta una interpretación paleoambiental precisa de las características previas al desarrollo edáfico. Sin embargo, el elevado porcentaje de material fino volcanoclástico no asociado a granulometrías más gruesas y la presencia de icnofósiles pertenecientes a la icnofacies de *Coprinisphaera* indicarían ambientes aluviales de bajo gradiente (planicie de inundación fluvial o sistemas aluviales distales; (Blair y McPherson, 1994b) influenciados por un volcanismo explosivo de fuente lejana (Smith, 1991) y dominado por gramíneas con características de un pastizal (Genise et al., 2000; Sánchez et al., 2010).

5.2.1.2 Formación Collón Curá

Dentro de esta unidad, caracterizada por depósitos volcanoclásticos re trabajados, se reconocieron asociaciones de facies que caracterizan tres ambientes depositacionales diferentes : un sistema lacustre efímero; un sistema lacustre con deltas organizados y un sistema lacustre somero con dominio de olas.

Sistema lacustre efímero

Los depósitos atribuibles a este ambiente de acumulación corresponden a los niveles inferiores de la Formación Collón Curá (Figura 5.5 y Figura 5.7). Aparecen sobre la Formación La Pava con espesores menores a los 15 m y extensiones laterales de más de 500 m. Están constituidos mayoritariamente por facies de areniscas con abundante participación de material piroclástico y fragmentos calcáreos esqueléticos (Sm, Grm, Grt, Sl, Shb; Tabla 5.1, Figuras 5.6, 5.9), con menores proporciones de facies psefíticas (Ac, Gmp

FORMACIÓN COLLÓN CURÁ: SISTEMA LACUSTRE EFÍMERO

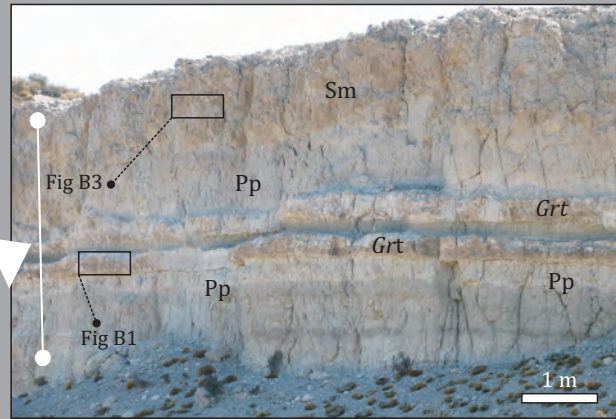
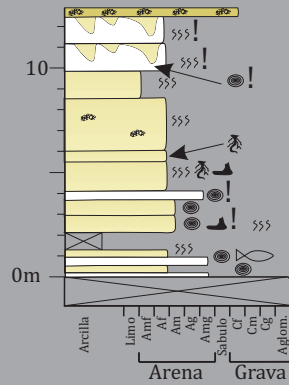
ASOCIACIONES DE FACIES Y ARQUITECTURA

A

ASOCIACIONES DE FACIES

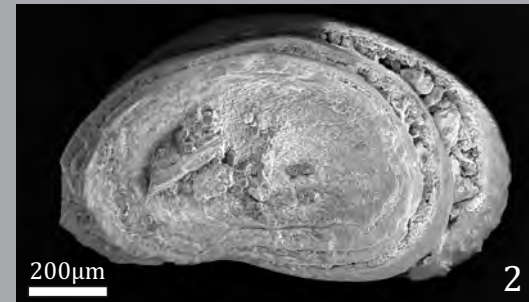
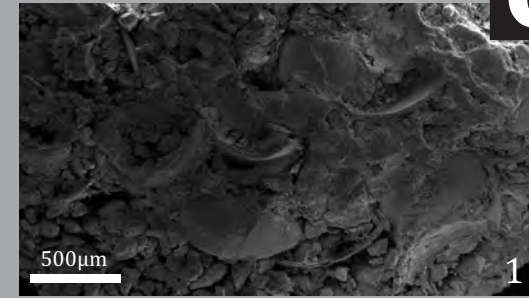
Subácuea **Grt** + **Shb** + **Sm** + **Grm** + **Lm** + **Gmp**

Subaérea **Ac** + **Sl** + **Pp**

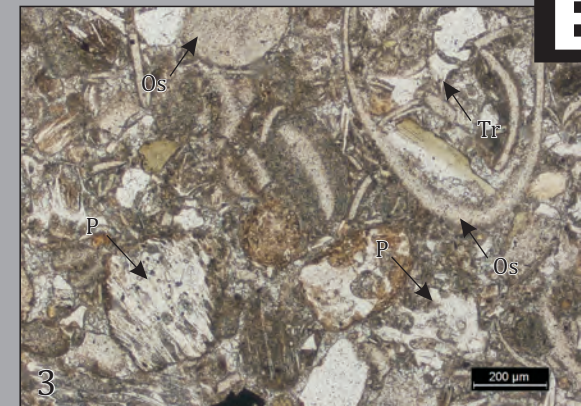
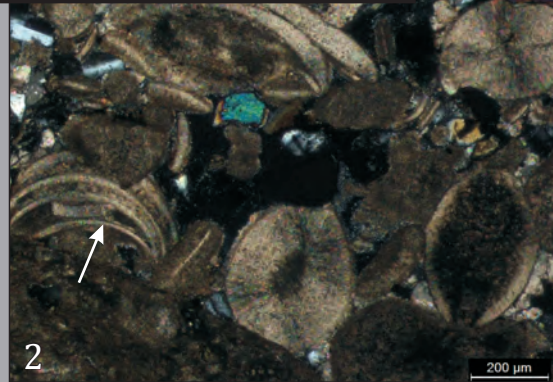
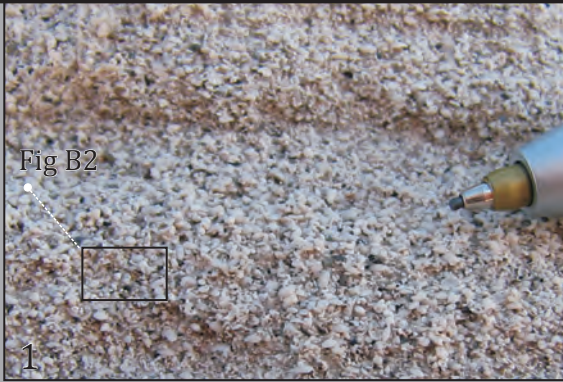


ESTRUCTURA CUP IN CUP

C



COMPOSICIÓN: OSTRÁCODOS Y FRAGMENTOS PIROCLÁSTICOS



B

FIGURA 5.9. Formación Collón Curá: Sistema Lacustre Efímero A: Asociaciones de Facies y disposición vertical y lateral en afloramientos. La línea blanca marca la localización del perfil. B: Rasgos de las facies a mesoescala y microescala. B1: Detalle de la Facies Grt donde se observan láminas de hasta 3 cm con gradación normal. B2 Microfotografía con nicóles cruzados de la facies Grt donde se observan valvas articulas y desarticuladas de ostrácodos. La flecha blanca marca estructura *cup in cup*. 3 Microfotografía con nicóles paralelos de la facies Sm donde se observan componentes voclaniclásticos y carbonáticos. P: pómez, Tr: triza, Os: ostrácodos. C Microfotografía con microscopio electrónico de barrido de la facies Grt. Se observa disposición de valvas con estructura *cup in cup* C1. Vista general; C2: Vista en planta.

y Lm) y pelíticas (Pp; [Tabla 5.1](#); [Figuras 5.6, 5.9](#)). En función de los principales procesos que dieron origen a las facies presentes en esta unidad, las mismas pueden ser divididas en dos asociaciones de facies: una dominada por procesos subácueos y otra dominada por procesos subaéreos ([Figura 5.9a](#)).

Las facies subácueas están caracterizadas por depósitos carbonáticos, con más de un 80% de fragmentos esqueléticos de ostrácodos ([Figuras 5.9b1,2](#)) y por depósitos de composición híbrida ([Scasso y Limarino, 1997](#)), con mezcla de material piroclástico y fragmentos esqueléticos de ostrácodos ([Figura 5.9b3](#)). Son producto de corrientes unidireccionales de bajo régimen de flujo (*Grt*, *Shb*; [Figura 5.6](#)) así como depósitos asociados a flujos eventuales de alta densidad portadores de clastos de basamento volcánico y fragmentos pumíceos de hasta 8 cm de diámetro (*Sm* y *Grm*, *Gmp* y *Lm*; [Figura 5.6](#)). En ambos tipos de depósitos se han encontrado restos de vertebrados como peces asociados a la facies *Grt* y fragmentos de mamíferos fósiles asignados al orden *Rodentia*, asociados a la facies *Grm* ([Pérez, comunicación personal](#)). La facies *Grt* posee una elevada proporción de ostrácodos bentónicos (superfamilias *Cypridoidea* y *Cytheroidea*, y escasamente por *Darwinuloidea*), con valvas articuladas (caparazones) y desarticuladas, de ejemplares adultos y juveniles ([Ballent, comunicación personal](#); [Figuras 5.9b1 y c](#)). Las valvas desarticuladas aparecen rellenas de valvas de menor tamaño ([Figuras 5.9b2 y c](#)), disposición denominada estructura de apilamiento *cup in cup* ([Wakefield, 1995](#)).

Las facies vinculadas a procesos subaéreos, están caracterizadas principalmente por el retrabajo de las facies subácueas al quedar expuestas total o parcialmente. Se manifiestan como horizontes con abundante bioturbación de rizolitos y niveles finos con grietas de desecación intercalados entre las facies subácueas (Pp y Sl; [Figuras 5.6 y 5.9a](#)). Algunas facies con intensa bioturbación (*Sm*), sin fragmentos de pómez o líticos volcánicos, pueden potencialmente pertenecer a esta asociación de facies. Numerosos mamíferos fósiles han sido hallados en estas facies con moderado a pobre grado de

preservación, representados por un gran número de especímenes asignados a los órdenes *Marsupialia*, *Cingulata*, *Rodentia*, *Notoungulata* y *Litopterna* (Pérez, comunicación personal). En menor medida se registraron depósitos subaéreos producidos por flujos de detritos no cohesivos a hiperconcentrados (Ac) constituidos exclusivamente por fragmentos de hasta 30 cm de diámetro de depósitos de similares características a los que componen a la Formación La Pava (Figura 5.6).

La disposición de facies subácueas en cuerpos con geometría tabular de más de 500 m de extensión, portadoras de ostrácodos y restos de peces, muestran condiciones relacionadas al desarrollo de lagunas o pequeños lagos (Talbot y Allen, 1996; Fregenal y Meléndez, 2010). Sin embargo, las evidencias de exposición subaérea en distintos intervalos de la secuencia de depositación, acompañadas de mamíferos fósiles terrestres, indican un carácter efímero para estos pequeños cuerpos de agua (Melchor, 2007; Fregenal y Meléndez, 2010; Hanneman y Wideman, 2010). En el mismo sentido apuntan las evidencias tafonómicas de los ostrácodos, manifestada por la estructura *cup in cup*, indicadora de depositación en ambientes cercanos a los bordes de un cuerpo de agua (Wakefield, 1995). El importante desarrollo de flujos gravitacionales subaéreos y subácueos con clastos de la Formación La Pava, implica la localización por encima del nivel de base geomorfológico de las rocas que componen a estas formaciones. Depósitos de remoción en masa de características similares a los aquí observados se registran en las márgenes de lagos, en forma de conos de derrubio o *fan deltas* asociados a escarpas topográficas (Blair y McPherson, 2008; Fregenal y Meléndez, 2010). Sobre la base de las características anteriormente mencionadas se definió un ambiente lacustre efímero, localizado en las márgenes de altos topográficos a partir de los cuales se desarrollaron flujos gravitacionales subaéreos y subácueos.

Sistema lacustre con deltas organizados

Este sistema aparece representado por depósitos localizados en la parte media de la Formación Collón Curá (Figuras 5.5b, 5.7) con espesores de hasta 50 m y extensiones laterales superiores a 1 kilómetro (Figura 5.5a). Está constituido esencialmente por facies psamo-pelíticas de composición híbrida (volcanoclástica-carbonática) que se presentan en dos asociaciones bien distintivas (Figura 5.10a): asociación de facies de grano grueso (arenas gruesas: *cL-cU*) y asociación de facies de grano fino (pelitas, areniscas medianas: *mL* y Lapillitas).

La asociación de facies de grano grueso está representada en la parte media a superior, caracterizada por dos facies distintivas (*Sm* y *Shb*; Perfil RCD en Figura 5.5b y Figura 5.7). Estas facies se componen de arenas gruesas pobremente seleccionadas que internamente presentan *sets* con estructura masiva (*Sm* Figuras 5.6) o estratificación difusa de 5 a 15 cm de espesor (*Shb*; Figuras 5.6). Se disponen en cuerpos de forma sigmoidal (clinoformas) que presentan internamente estratificación entrecruzada de gran escala de entre 5° y 23°. Estos cuerpos presentan espesores que varían entre los 0,7 y 2,9 m, y extensiones en el sentido de la inclinación de entre 34 y 73 m (Figuras 5.10a, b). Al menos nueve cuerpos de estas características han sido observados en posiciones estratigráficas similares, con capas frontales o *foresets* inclinados hacia el SSE-SSW, desarrollando solapamientos verticales parciales que, en ningún caso, involucran a más de dos cuerpos (Figura 5.10b). Las características arquitecturales anteriormente descritas concuerdan con clinoformas de tipo Gilbert caracterizadas por *foresets* tangenciales de elevada pendiente producidos por flujos hiperconcentrados traccionales hiperpicnales o de *underflow* (Reading y Collinson, 2002; Bhattachayra, 2006; Blair y McPherson, 2008). La segunda facies también se presenta cuando los *foresets* de las facies (*Sm*) se acuña pendiente abajo a distancias mayores a los 10 m (Figura 5.10b). Se compone de areniscas

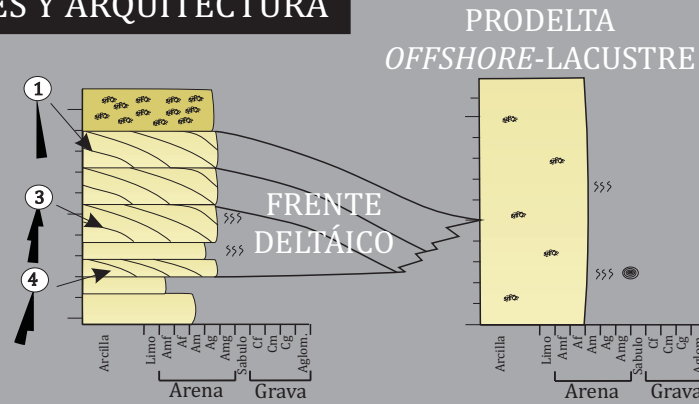
FORMACIÓN COLLN CURA: SISTEMA LACUSTRE CON DELTAS ORGANIZADOS

ASOCIACIONES DE FACIES Y ARQUITECTURA

ASOCIACIONES DE FACIES

Grano grueso **Sm + Shb**

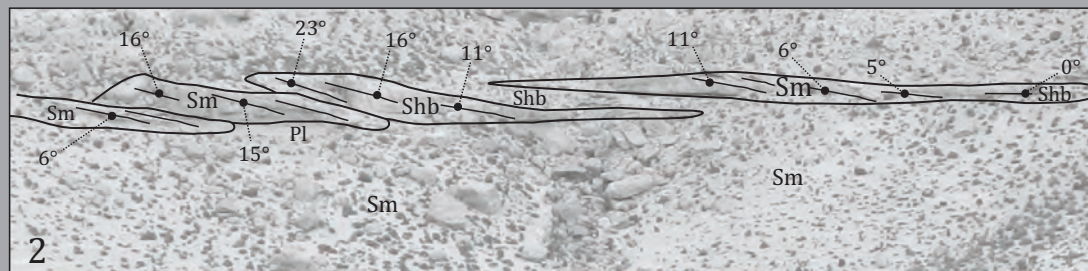
Grano fino **Sm + Pl + Lm**



A

ARQUITECTURA: CLINIFORMAS TIPO *GILBERT*

B



MESOESCALA Y MICROESCALA

C

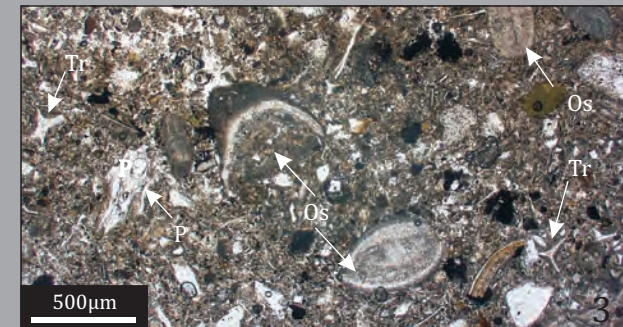
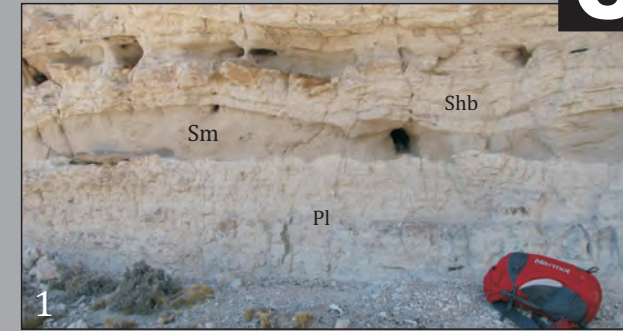


FIGURA 5.10. Sistema Lacustre con Deltas Organizados A: Asociaciones de Facies y disposición vertical y lateral. B: Panel arquitectural donde se observan la distribución de facies y asociaciones de facies. 1) Panel sin interpretación con localización de las vistas de detalle de figura 5.10C. 2) Panel interpretado donde aparecen localizadas las distintas facies observadas en esta unidad y la geometría en la que se disponen. Nótese las altas inclinaciones internas a las clinoformas y el poco desarrollo lateral que presentan, característica común de clinoformas tipo *Gilbert*. Los datos de inclinaciones corresponden a mediciones de inclinación de *foresets*. C Detalle de facies y asociaciones de facies. C1 Facies del *bottomset* (Shb) con deformación sinsedimentaria apoyando sobre facies más distales (Sm, Pl). C2 Vista de clinoforma compuesta por facies Sm con estratificación entrecruzada de gran escala. C3 Microfotografía con 106 los paralelos de la facies Sm. Tr: Triza, P: Pómez y O: Restos de Ostrácodos

medias a gruesas con estratificación plana de bajo régimen de flujo (Figura 5.6), portadoras de fragmentos pumíceos de hasta 7 cm de diámetro y escasos restos de ostrácodos. Presentan importante deformación sinsedimentaria y se disponen en paquetes de hasta 25 cm de espesor (Figura 5.10c1). Esta facies, originada por corrientes traccionales hiperpicnales de mayor trayectoria que los flujos constructores de las capas frontales arenosas (Blair y McPherson, 2008), constituyen las capas basales o *bottomset* de las clinofomas previamente descritas.

La asociación de facies de grano fino, por su parte, se localiza por debajo de las facies de grano grueso y lateralmente en la misma posición estratigráfica, hacia al sur y suroeste. Predomina una composición híbrida (volcanoclástica-carbonática) con fragmentos aislados de ostrácodos (Figuras 5.10a, c3). Se compone de potentes paquetes de arenas masivas (desde muy finas a medianas) con variable grado de bioturbación (Sm) con intercalaciones de pelitas laminadas (Pl; Tabla 5.1 y Figura 5.6). En menor medida, aparecen niveles de lapillitas masivas (Lm) que, si bien presentan granulometría psefítica, representan un tamaño hidráulico equivalente a una arena media (Branney y Kokelaar, 2002). Las facies más gruesas son interpretadas como el producto de flujos friccionales hiperpicnales y/o procesos de decantación intermitentes que, debido a la naturaleza de su composición (trizas volcánicas/pómez), se presentan en forma masiva (Manville, 2001; Collinson et al., 2006; Fregenal y Meléndez, 2010). Las facies de pelitas laminadas reflejan, por su parte, un proceso de decantación (Talbot y Allen, 1996; Fregenal y Meléndez, 2010).

El arreglo horizontal y vertical de las asociaciones de grano grueso y de grano fino indicaría la existencia de diferentes subambientes de un sistema deltaico lacustre arenoso. La asociación de facies de grano grueso representa un subambiente de frente deltaico progradante (Reading y Collinson, 2002; Bhattachayra, 2006) en dirección hacia el SSE-SSW, mientras que la asociación de facies de grano fino se interpreta como un ambiente

subáqueo en posiciones desde el prodelta hacia un *offshore* lacustre (Talbot y Allen, 1996; Blair y McPherson, 2008). Respecto a la profundidad de las aguas en la que fueron desarrollados estos subambientes, se estiman tentativamente profundidades de entre 8 y 20 m sobre la base de las clinoforras desarrolladas en el frente deltaico (Blair y McPherson, 2008). Este sistema presenta la misma naturaleza composicional que el sistema Lacustre efímero que lo subyace, caracterizado por material volcánico-clástico y fragmentos esqueléticos carbonáticos. Sin embargo, la marcada potencia de este sistema, sin evidencias de exposición subaérea, sugiere características ambientales de mayor estabilidad respecto del sistema lacustre efímero.

Sistema lacustre somero con dominio de olas

Este sistema de depositación aparece desarrollado en la parte superior de la Formación Collón Curá diferenciado por un límite neto que lo separa del sistema lacustre con deltas organizados (Figuras 5.7, 5.11a). Aparece con espesores de entre 5 y 12 m y extensión lateral de cientos de metros. Se compone de psamitas y pelitas de composición híbrida y en menor medida carbonáticas, constituidas por facies subáqueas (Sha, Shb, Sr, Grt, Sm y Pl, Tabla 5.1) dispuestas en cuerpos tabulares de buen desarrollo lateral, que ocasionalmente pueden presentar rasgos de exposición subaérea (Pp; columna RCD en Figura 5.7).

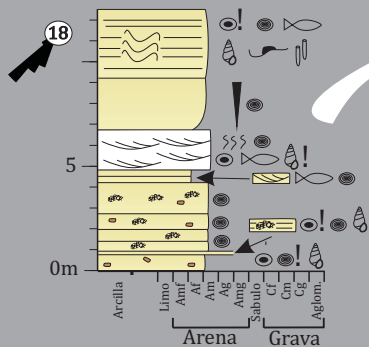
El conjunto de facies observadas permite agruparlas bajo una misma asociación de facies, caracterizada por corrientes unidireccionales de bajo régimen de flujo/decantación (Grt, Shb, St y Pl), corrientes unidireccionales de alto régimen de flujo (Sha) y depósitos de flujos eventuales de alta densidad con exposición subaérea (Figura 5.6). Las facies subáqueas de bajo régimen de flujo (Grt, St, Shb) están compuestas por variable cantidad de ostrácodos, gasterópodos y cristaloclastos, litoclastos y piroclastos (pómez y trizas vítreas; Figura 5.11c). Se han encontrado restos de peces y abundantes bioturbaciones,

FORMACIÓN COLLÓN CURÁ: SISTEMA LACUSTRE SOMERO CON DOMINIO DE OLAS

ASOCIACIONES DE FACIES

ASOCIACIONES DE FACIES

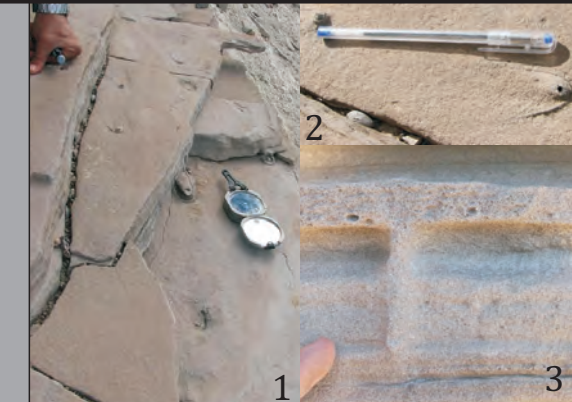
Sha + Sm + Sr + Shb
+ Grt + Pl + Pp



COMPOSICIÓN POLIMÍCTICA



MARCAS DE OBSTÁCULOS Y BIOTURBACIONES



OOIDES, ONCOIDES Y GRAPESTONES

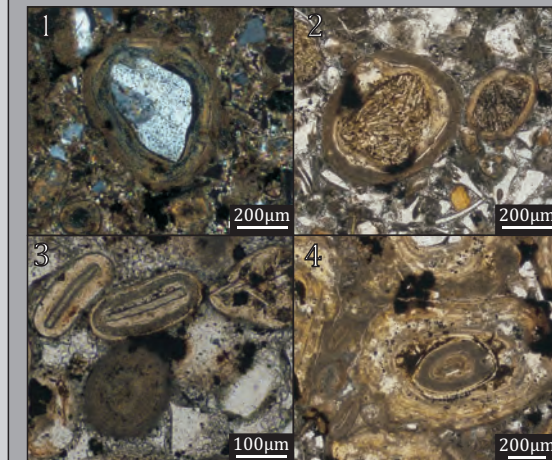


FIGURA 5.11. Sistema Lacustre Somero A: Asociaciones de facies y disposición vertical y lateral. La línea blanca marca la localización del perfil. Obsérvese el contacto neto con los depósitos del sistema Lacustre con Deltas Organizado. Se marcan, con recuadros, la localización de las figuras B1, B2, B3 y B4. B1: Marcas de obstáculo desarrolladas hacia el tope de la unidad. B2 Vista en planta de marcas de obstáculos con la traza generadora de la misma. B3: Traza de *Skolithos* a partir de la cual se generaron marcas de obstáculo. C Composición polimíctica característica de las facies de este sistema depositacional, compuesto por: litoclastos (Li), cristaloclastos (Cr), ostarácodos (Os), gasterópodos (Ga), ooides (Oo), oncooides (On) y *grapestones*. D Ooides, oncooides y *grapestones*. 1 Ooide/oncoide desarrollados sobre cristaloclasto de cuarzo. 2 Idem desarrollado sobre litoclasto volcánico. 3, Ooide esférico concéntrico y ooides ovoidales. 4: *Grapestone* de oncooides.

que en algunos casos borran casi totalmente a la estructura original (Figura 5.11B4). En algunos niveles se observan oncoides, ooides y *grapestones* (Flügel, 2010), desarrollados a partir de pequeños fragmentos micríticos, restos de valvas de ostrácodos, cristaloclastos o litoclastos volcánicos del basamento (Figuras 5.11c, d). La facies generadas por procesos de decantación (Pl) se presenta pobremente desarrollada, dispuesta en un nivel de 30 cm de espesor, intercalado entre facies de depósitos de flujos eventuales de alta densidad (Sm). Esta última se presenta en distintos niveles de la porción superior de la Formación Collón Curá con clastos de basamento volcánico y fragmentos pumíceos de hasta 15 cm, restos de ostrácodos, ooides y gasterópodos (Figuras 5.6, 5.7, 5.11c). En esta misma facies se han observado evidencias de exposición subaérea (columna RCD, Figura 5.7), como desarrollo de rizolitos (Pp). Las facies subácueas de alto régimen de flujo aparecen desarrolladas en el techo de la Formación Collón Curá, en cuerpos tabulares de hasta 3 m de espesor y cientos de metros de extensión lateral. Están compuestas por areniscas híbridas (*fL-fU*) de moderada a buena selección con abundantes ooides así como restos de ostrácodos gasterópodos y peces (Figura 5.11c). Aparecen parcialmente bioturbadas con trazas de *Skolithos* (Figura 5.11b3), que se asocian en planta con marcas de obstáculos (Figuras 5.11b1 y b2). Estas marcas de obstáculos, de llamativa preservación, indican vectores de corrientes de sentido SW (N 218°).

Las facies asignadas a flujos eventuales de alta densidad y las estructuras de bajo régimen de flujo indican una posición sublitoral o transicional más profunda (*shorface-offshore transition?*), mientras que las facies de alto régimen de flujo, con marcas de obstáculos generadas por trazas de *Skolithos* denotan condiciones más someras en la zona de batida de oleaje (Manville, 2001; Collinson et al., 2006; Fregenal y Meléndez, 2010). La presencia de rizolitos y estructuras tafonómicas de ostrácodos tipo *cup in cup* indican, por su parte, posiciones por encima del pelo del agua (Wakefield, 1995; Talbot y Allen, 1996), que se interpretan como momentos de desecación parcial del sistema. El arreglo lateral y

vertical de esta asociación de facies sugiere un ambiente lacustre somero con oscilaciones del nivel del agua.

5.2.1.3 Formación Río Negro

Dentro de esta unidad se reconocieron dos sistemas paleoambientales diferentes, un Sistema Aluvial distal y un Sistema Fluvial entrelazado.

Sistema Aluvial Distal

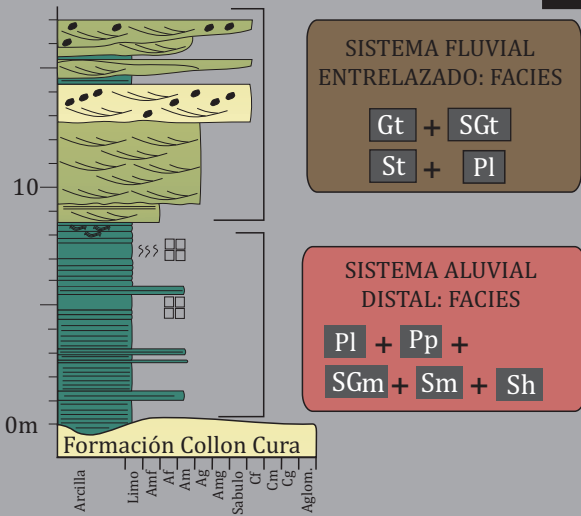
Este sistema depositacional aparece aflorando por sobre la Formación Collón Curá mediante una superficie erosiva irregular de gran extensión areal (Figura 5.4). Se presenta como un paquete del orden de los 8 m de espesor, compuesto por distintos cuerpos tabulares de entre 0,1 y 1 m de potencia, caracterizados por la predominancia de facies finas (Pl-Pp) que en menor medida intercalan con facies psamíticas y psefíticas (SGm, Sh, Sm; Tabla 5.1; Figura 5.12). La composición de estas facies, de naturaleza epiclástica polimíctica, se diferencia sustancialmente de las unidades subyacentes y se compone de litoclastos volcánicos, cristaloclastos de cuarzo y feldespatos y, en menor proporción, fragmentos piroclásticos (Figura 5.12c). La naturaleza de las facies que componen este intervalo de la Formación Río Negro permite agruparlas bajo una misma asociación de facies, caracterizada por procesos de decantación (Pl), flujos eventuales de alta descarga (SGm, Sm y Sh) y procesos pedogenéticos (Pp); (Figura 5.12).

La facies con mayor desarrollo dentro de este sistema depositacional son sedimentitas de facies finas asignadas a procesos de decantación (Pl), compuestas por limos castaños, finamente laminados. Intercaladas con esta facies aparecen, por un lado, depósitos finos con agregados de suelos y rizolitos (Pp), y por el otro, depósitos de mayor granulometría masivos o laminados de tamaños psamíticos y psefíticos (SGm, Sm y Sh). Las facies finas, dispuestas con espesores de menos de 0,3 m aparecen caracterizadas por

FORMACIÓN RÍO NEGRO: SISTEMA ALUVIAL DISTAL Y FLUVIAL ENTRELAZADO

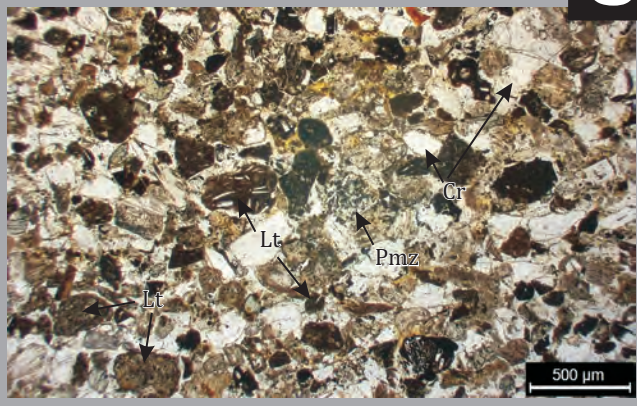
ASOCIACIONES DE FACIES

A



COMPOSICIÓN EPICLÁSTICA POLIMÍCTICA

C



DISTRIBUCIÓN Y ARQUITECTURA

B

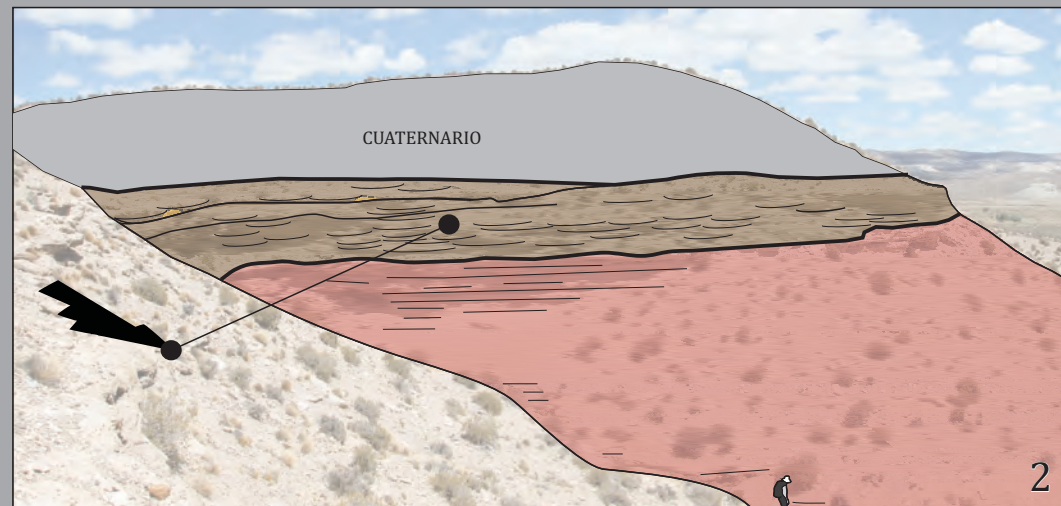


FIGURA 5.12. Sistema Aluvial Distal y Sistema Fluvial Entrelazado: Asociaciones de Facies de cada uno de los sistemas depositacionales. B Vista panorámica de los afloramientos de la Formación Río Negro. La línea blanca marca la localización del perfil de la Figura B1: Panel sin interpretar con localización de facies de figura 5.6. B2: Panel interpretado con localización de paleocorreintes. Dirección del flujo principal con sentido NNW (323°). C Composición característica de las unidades de acumulación desarrolladas en la Formación Río Negro, con abundantes litoclastos volcánicos (Lt) y cristaloclastos (Cr). En menor medida también aparecen fragmentos piroclástico. (Pmz)

procesos pedogenéticos bien desarrollados, que permiten interpretarlas como paleosuelos (Retallack, 2001). Las facies de mayor granulometría presentan espesores reducidos de entre 0,2 y 0,5 m, compuestos por areniscas guijarrosas masivas (SGm), areniscas masivas de pobre selección (Sm) y areniscas laminadas de moderada selección (Sh; Tabla 5.1; Figura 5.12a). Las características de estas facies, la naturaleza tabular en sus geometrías (pocos centímetros de espesor y varios metros de extensión lateral) y sus disposiciones entre facies asignadas a procesos de decantación, sugieren que derivan de procesos eventuales de alta descarga. Las facies de arenas guijarrosas masivas (SGm) y arenas masivas de pobre selección (Sm) son interpretadas como depósitos de flujos de detritos o flujos hiperconcentrados no cohesivos catastróficos (Wells y Harvey, 1987; Blair y McPherson, 1994b), mientras que las facies de areniscas laminadas de moderada selección se interpretan como el producto de crecidas en manto o *sheet-floods* (sensu Blair y McPherson, 1994b).

El arreglo lateral y vertical de esta asociación de facies indica un ambiente aluvial distal, desarrollado entre el borde de la zona de piedemonte y el piso de cuenca (Peterson, 1981; Blair y McPherson, 1994b; Friedmann, 1999; Moscariello, 2005). La localización de estos depósitos, generados por procesos de bajo poder erosivo dentro de un valle incidido, descarta una relación entre estas facies y el proceso de erosión que generó esta importante superficie. Se propone un origen pasivo para estos depósitos, que caracterizan un sistema aluvial distal acumulado en una incisión labrada con anterioridad.

Sistema fluvial entrelazado

Los depósitos asociados a este sistema depositacional aparecen mediante discordancia erosiva sobre los depósitos del Sistema Aluvial Distal, en forma de una sucesión uniforme de hasta 7 m de espesor y más de 70 m de extensión lateral, constituida por cuerpos amalgamados areno-gravosos. Presenta una base erosiva irregular mientras

que su techo, algo difuso, es transicional con los depósitos cuaternarios (Figura 5.12). Internamente se diferencian dos cuerpos amalgamados de mayor jerarquía de 5,1 m y 2,2 m de espesor respectivamente (Figura 5.12b2). El de mayor potencia se localiza en la base y está compuesto exclusivamente por areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt; Figura 5.6) dispuestas en *sets* de 15 cm de espesor y 1 m de largo. Delimitado por una superficie erosiva irregular, el segundo cuerpo (2,2 m) se compone por cuerpos menores de conglomerados finos (Gt; Figura 5.6) y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) separados por bancos pelíticos remanentes de 30 cm de espesor (Pl). Los *sets* entrecruzados internos de este cuerpo menor presentan escalas similares al cuerpo principal, con *sets* de 10 a 14 cm de espesor y 1,2 m de ancho. Los datos de paleocorrientes medidos en las capas entrecruzadas muestran una distribución unimodal, con una dirección del flujo principal con sentido NNE (N 323°), indicando que estos cuerpos representan macroformas de acreción frontal (Figura 5.11b2).

Este tramo de secuencia de la Formación Río Negro, caracterizado por cuerpos amalgamados areno-gravosos, es interpretado como un sistema de canales fluviales dominado por carga de fondo (Collinson, 2002; Bridge, 2006), compuesto exclusivamente por macroformas de acreción frontal combinadas con la migración de dunas tridimensionales areno-gravosas generadas por flujos de baja densidad, unidireccionales, turbulentos y traccionales (Miall, 1996). El grado de amalgamación de esta unidad sugiere un patrón de múltiples canales móviles con nula o escasa preservación de facies típicas de planicie de inundación (Veiga et al., 2008). Las características anteriormente mencionadas permiten interpretar un sistema fluvial entrelazado de carga areno gravosa (Miall, 1996; Collinson, 2002)

Síntesis:

Seis ambientes depositacionales han podido ser diferenciados dentro del relleno neógeno de la cuenca de Gastre (Figura 5.7). Un sistema aluvial de bajo gradiente con desarrollo de suelos (Formación La Pava; Figura 5.8), un sistema lacustre efímero (Formación Collón Curá; Figura 5.9), un sistema lacustre con deltas organizados (Formación Collón Curá; Figura 5.10), un sistema lacustre con dominio de olas (Formación Collón Curá; Figura 5.11), un sistema aluvial distal (Formación Río Negro; Figura 5.12) y un sistema fluvial entrelazado (Formación Río Negro; Figura 5.12).

5.3 DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y VOLCÁNICOS CUATERNARIOS

Por sobre las unidades neógenas aparecen, en la cuenca de Gastre, depósitos sedimentarios y volcánicos más modernos, desarrollados en distintos momentos del Cuaternario (Figuras 5.3, 5.5). Estos depósitos presentan excelentes afloramientos en planta (Figura 5.1), con espesores reducidos cerca de los bordes, incrementándose gradualmente hacia el centro de la cuenca, donde espesores de hasta 157 m han sido registrados a partir de métodos indirectos (Figura 5.2). A continuación se describirán las distintas unidades estratigráficas que componen al relleno cuaternario (Formación Choiquepal, Formación Moreniyeu, Formación Cráter; Formación Gastre; Anexo 1; Sección 2.2), para luego analizar en detalle sus características geomorfológicas y sedimentológicas.

5.3.1 Unidades Estratigráficas

La Formación Choiquepal (Volkheimer, 1964) se localiza exclusivamente en la zona de piedemonte de la cuenca de Gastre, caracterizada por superficies incididas por los sistemas de drenaje actual (Figura 5.13a). Se la observa en paraconcordancia por encima de la Formación Río Negro y la Formación Collón Curá. La Formación Choiquepal presenta espesores de entre 2 y 8 m en el área de Río Chico, y espesores de hasta 30 m en las márgenes de la Sierra de Calcatapul. La localización de esta unidad por debajo de las coladas volcánicas de la Formación Moreniyeu y de la Formación Cráter con edades que van desde los 1,9 Ma y hasta 0,23 Ma (Tabla 2.2), permiten asignarle una edad pleistocena inferior a medio (Figura 5.13b). Si bien no se han observado intercalaciones de esta formación con coladas volcánicas, el amplio rango de edades del volcanismo, permite pensar en la existencia de una sedimentación sincrónica con el volcanismo. De esta

CUATERNARIO: UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

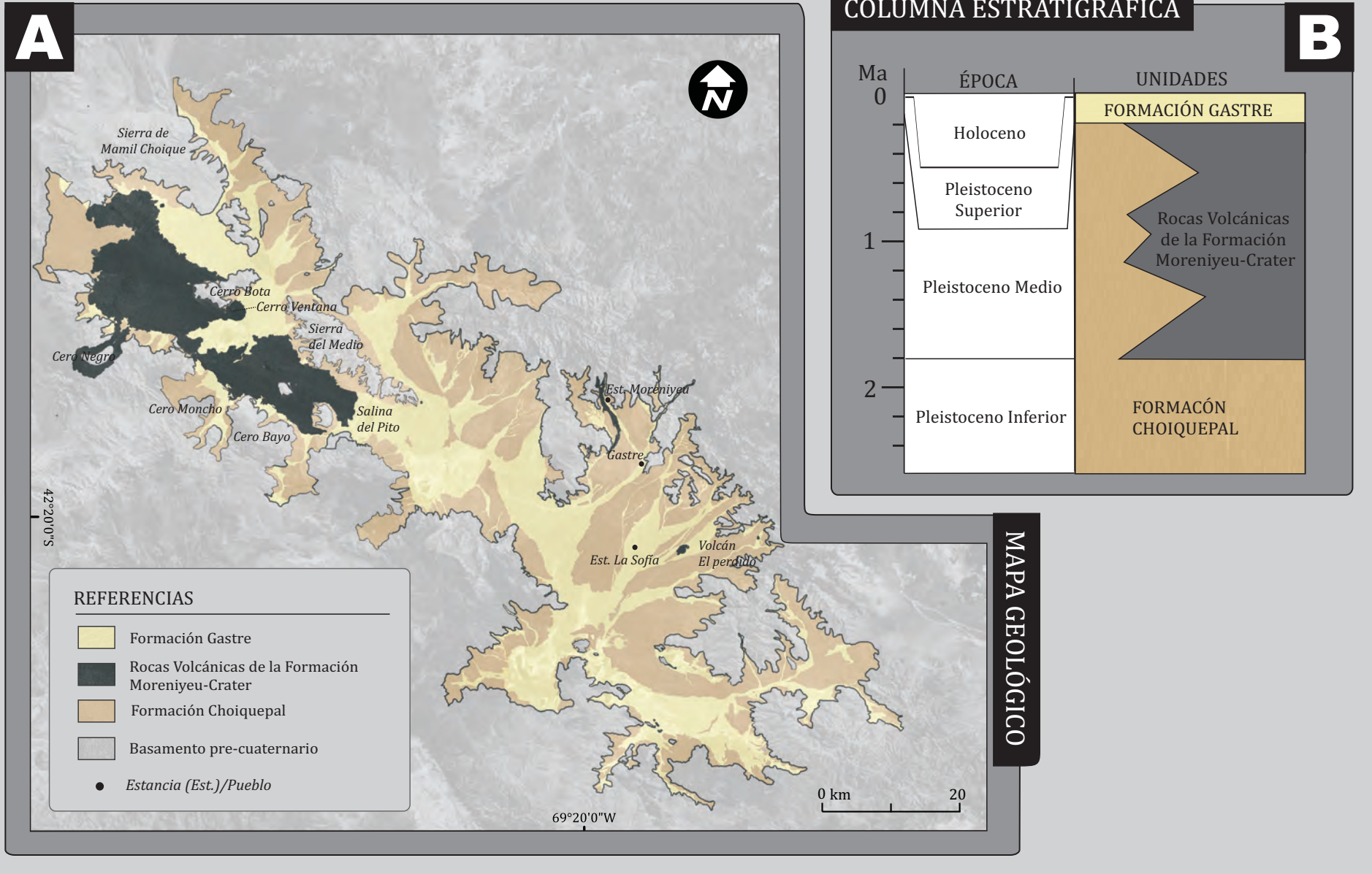


FIGURA 5.13. Unidades Estratigráficas cuaternarias. A: Distribución de unidades estratigráficas cuaternarias dentro de la Cuenca de Gastre. B: Columna estratigráfica de las unidades delimitadas en la Figura A. Límites temporales de las rocas volcánicas de la Formación Moreniyeu-Crater tomadas de [Mena \(2005\)](#), [Peksay \(2007\)](#) y [Peksay \(2009\)](#).

manera la Formación Choiquepal agruparía tanto a los depósitos cuaternarios que precedieron al volcanismo así como, a los que coexistieron con el mismo.

La Formación Moreniyeu (Proserpio, 1978) y la Formación Cráter (Ravazzoli y Sesana, 1977) constituyen conos y coladas basálticas desarrollados por encima o intercalados con los depósitos de la Formación Choiquepal (Figura 5.13a). Las rocas asignadas a la primera de estas unidades formales se localiza, con reducida expresión areal, en las cercanías de la localidad de Gastre, 15 km al SE (Estancia La Sofía) y 5 km al NW (Estancia Moreniyeu) de la misma (Figura 5.13a). Por su parte, las rocas agrupadas bajo la Formación Cráter presentan un importante desarrollo, distribuidas en una amplia zona entre la Salina del Pito y las Sierras del Medio, Bota, Mamil Choique, Moncho y el Cerro Bayo (Figura 5.13a). Ambas formaciones presentan comúnmente espesores de entre 2 y 12 m cuando se desarrollan como coladas, alcanzando potencias de hasta 40 m (Volcán Perdido) o 90 m (Cerro Ventana) cuando se asocian a edificios volcánicos (Figura 5.13a). Si bien originalmente fueron propuestas como dos formaciones diacrónicas (Proserpio, 1978), las nuevas edades isotópicas obtenidas en estas unidades (Tabla 2.1) indican una historia común, reflejada en una serie de pulsos discontinuos desarrollados entre el Pleistoceno Inferior (1,9 Ma) y el Pleistoceno Medio (0,23 Ma). Se decide, por lo tanto, agrupar a ambas unidades formales bajo la unidad informal común, rocas volcánicas de las Formaciones Moreniyeu y Cráter (Figura 5.13b).

La Formación Gastre, unidad formal definida en este trabajo, se propone para agrupar a los depósitos sedimentarios asociados a los sistemas de drenaje actual, localizados dentro de la Cuenca de Gastre (Figura 5.13a). Quedan incluidos bajo esta unidad formal los *grandes conos fluviales, aéreas de bajadas y salinas* definidas (*sensu* Regairaz y Suivres, 1984), los *depósitos actuales* definidos (*sensu* Ravazzoli y Sesana, 1977), los *depósitos aluviales* definidos (*sensu* Nullo, 1978; Volkheimer, 1981) y los *depósitos fluviales y eólicos* definidos (*sensu* Proserpio, 1978). Esta nueva unidad formal

aparece en la zona de piedemonte, atrincherada entre depósitos de la Formación Choiquepal, y en el Piso de Cuenca, por encima de las rocas volcánicas de las Formaciones Moreniyeu y Cráter. Resulta complejo establecer espesores máximos, más allá de las potencias alcanzadas en las calicatas (hasta 3 m; ver Sección 3.1.11) debido a su pobre exposición vertical y a su difícil diferenciación de la Formación Choiquepal en el subsuelo de la cuenca (SEV o imágenes de pozo; Sección 3.2.5; Figura 5.2). Su localización por encima de las rocas volcánicas de las Formaciones Moreniyeu y Cráter sugiere una edad Pleistoceno Superior (< 0,23 Ma) a Holoceno (Figura 5.13b).

5.3.2 Análisis Geomorfológico, Análisis de Facies y Reconstrucción Paleoambiental

La gran variedad en formas, distribución y exposición encontradas en los afloramientos de cada una de las formaciones cuaternarias, hizo necesario un análisis geomorfológico-sedimentológico que permita avanzar sobre los objetivos propuestos. De esta manera se buscó caracterizar, no solo a los subambientes en los que se desarrollaron cada una de las unidades estratigráficas cuaternarias, sino también, comprender cuáles fueron los procesos de acumulación que le dieron origen. A partir del estudio de 191 estaciones de control de superficie, 27 estaciones de análisis composicional - textural y 17 calicatas (ver sección 3.1.11) fueron realizados análisis espacio-temporales de geoformas, determinaciones composicionales y análisis de facies de los depósitos superficiales y subsuperficiales cuaternarios (Figura 5.14). Sobre la base de este análisis combinado, 12 facies fueron definidas a partir de su génesis y mecanismos de depositación (Tabla 5.2 y Figura 5.15). Cabe aclarar que, en algunos casos, el elevado grado de pedogénesis, conllevó a la disturbación total de estructuras primarias así como a la incorporación de material neoformado ajeno al material parental (horizontes argílicos y cálcicos). La distinción de la

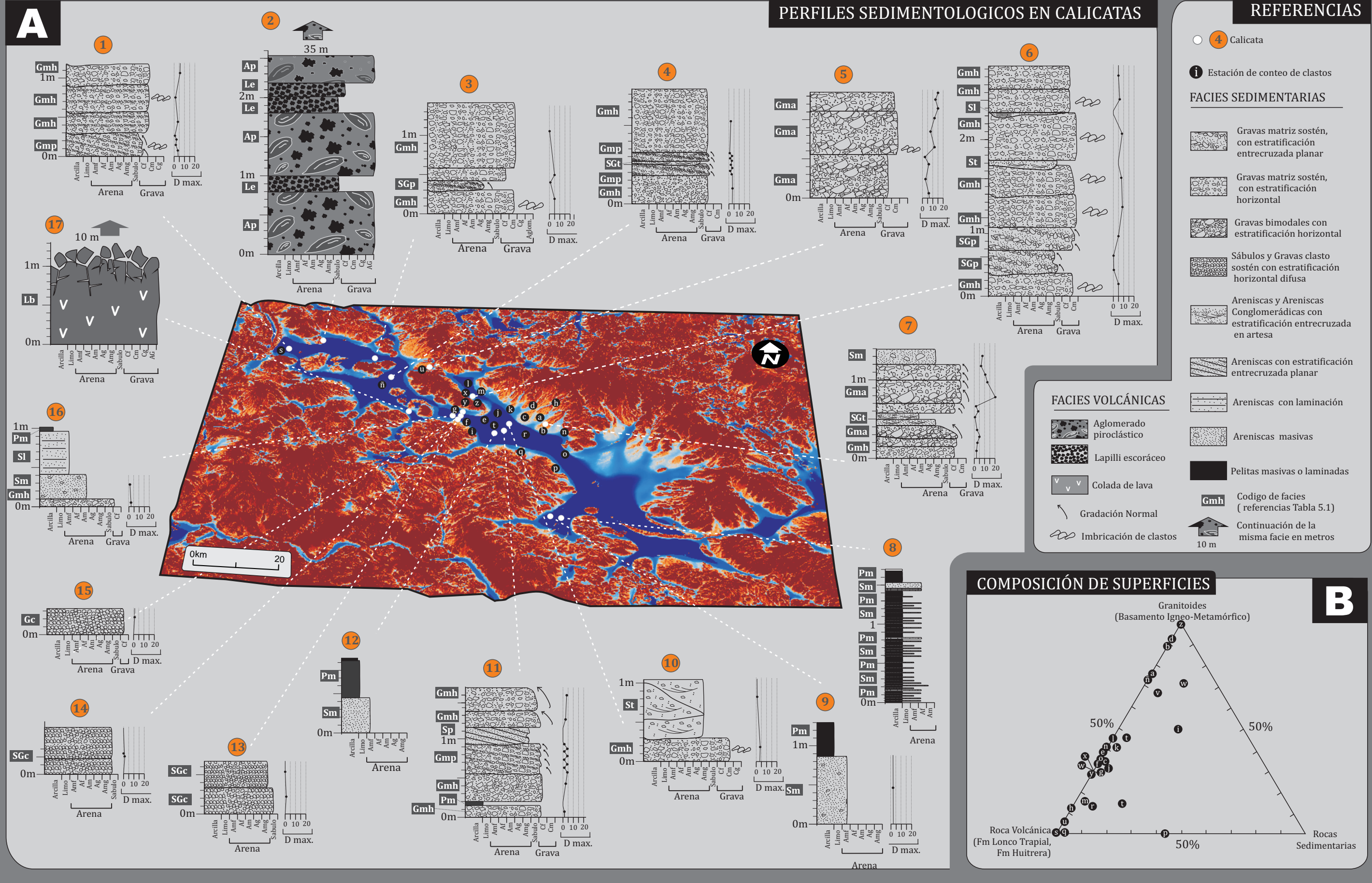


Figura 514. Análisis sedimentológico de las unidades cuaternarias. A: Secciones sedimentológicas realizadas en calicatas, sin los rasgos pedogenéticos observados. B: Composición de clastos observados en superficie. Para ver localización con mayor detalle ver Sección 3.1.3.

CUATERNARIO: FACIES SEDIMENTARIAS

	CODIGO	TEXTURA	ESTRUCTURA	DIMENSIONES (Estrato-sets)	INTERPRETACIÓN	
SEDIMENTARIAS EPICLÁSTICAS	PSEFITAS	Gmp	Grava guijarrosa con matriz arenosa. Clastos subredondeados a redondeados. Diámetro máximo 4 cm	Gradación Normal. Estratificación entrecruzada planar. Imbricación de clastos con inclinaciones de los ejes a/b aguas arriba	Espesor de 0,6 m. Sets de 5 a 10 cm	Depósitos de formas de fondo originadas por flujos de sedimentos turbulentos de bajo régimen de flujo
		Gma	Cuplas de Gravas medianas clasto sostén con areniscas guijarrosas clasto sostén. Clastos subangulosos a subredondeados Diámetro máximo 20 cm	Estratificaciones horizontales , a veces difusas. Imbricaciones de clastos en las cupla areno-guijarrosa con inlinaciones de los ejes a/b aguas arriba	Espesor de 1 m. Cuplas de entre 10 y 30 cm	Depósitos de flujos hiperconcentrados/ <i>sheet floods</i>
		Gmh	Grava fina con matriz arenosa. Clastos subredondeados con escasos redondeados y subangulosos Diámetro máximo 2,4 cm	Masiva o con estratificación horizontal difusa	Espesor 20 a 80 cm.	Depósitos de formas de fondo originadas por flujos de sedimentos turbulentos de bajo régimen de flujo
		Gc/SGc	Gravas finas, sabulita y arenas mg-U clasto sosten. Muy buena selección. Clastos redondeados a subredondeados. En las gravas D máx 0,5cm	Masiva o con estratificación horizontal difusa	Espesor de 0,3m	Depósitos gravosos retrabajados por flujos diluidos de alta energía y poca profundidad
	PSAMITAS	St/SGt	Arenisca (mU-fU) guijarrosa	Estratificación entrecruzada en artesa.	Cuerpo lenticular de 0,1 m de espesor Sets de 2 a 3 cm	Depósitos de formas de fondo de dunas 3D gravosas-arenosas y onduladas 3D arenosas originados por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales, turbulentos y traccionales
		Sp/SGp	Arenisca (cL-fU)	Esrtatificación entrecruzada planar. Las SGt presentan sets bimodales de de sabulitas clasto sostén y arenas. Contactos entre sets netos	Cuerpo lenticular de 15 a 30 cm	Depósitos de formas de fondo 2D areno-gravosas
		Sm	Arenisca mediana fina (mU-fL) con gijas aisladas	Masivo	Cuerpo de 0,3 m	Depósitos originados por flujos de sedimentos de alta densidad y/o depósitos altamente bioturbados sin estructura depositacional reconocible capaz de definir los procesos que le dieron origen
		Sl	Arenisca mFL y Limos	Laminada	0,5 m de espesor	Depósitos de decantación de materiales finos
	PELITAS	Pm	Arcillas plásticas de color blanquecino, castañas o negras	Masiva o con laminación difusa	0,15 m de espesor	Depósitos de decantación de materiales finos intercalados con rocas químicas (Evaporitas)
	VOLCÁNICAS	PIROCLÁSTICAS	Ap	Aglomerado piroclástico cosntituido por bombas y salpicaduras de lava	Masivo	> de 4 m de espesor
Le			Lapillita escoriácea	Masiva	De 0,1 a 0,5 m de espesor	Depósitos piroclástcos de caída de composición basáltica en zonas proximales a distales de centros eruptivos de baja explosividad.
LAVICAS		Lb	Lavas basálticas afáníticas o con textura microporfírica con fenocristales de olivino y xenolitos duníticos.	Se presentan coherentes masivas o con foliación por flujo, con disyunción columnar o autobrechadas conformadas por bloques de decenas de centímetros.	entre 2 y 12 m de espesor.	Coladas de lavas basálticas cordadas y minoritariamente AA

TABLA 5.2. Facies sedimentarias de la unidades cuaternarias. Para la interpretación de las facies sedimentarias y volcánicas se remitió a [Gile et al. \(1981\)](#); [Peterson \(1981\)](#); [McPherson et al. \(1987\)](#); [Wells y Harvey \(1987\)](#); [Blair y McPherson \(1994b\)](#); [Miall \(1996\)](#); [Blair \(1999a\)](#); [Sigurdsson et al.\(2000\)](#); [Collinson \(2002\)](#) y [Blair y McPherson \(2008\)](#).

CUATERNARIO: FACIES SEDIMENTARIAS

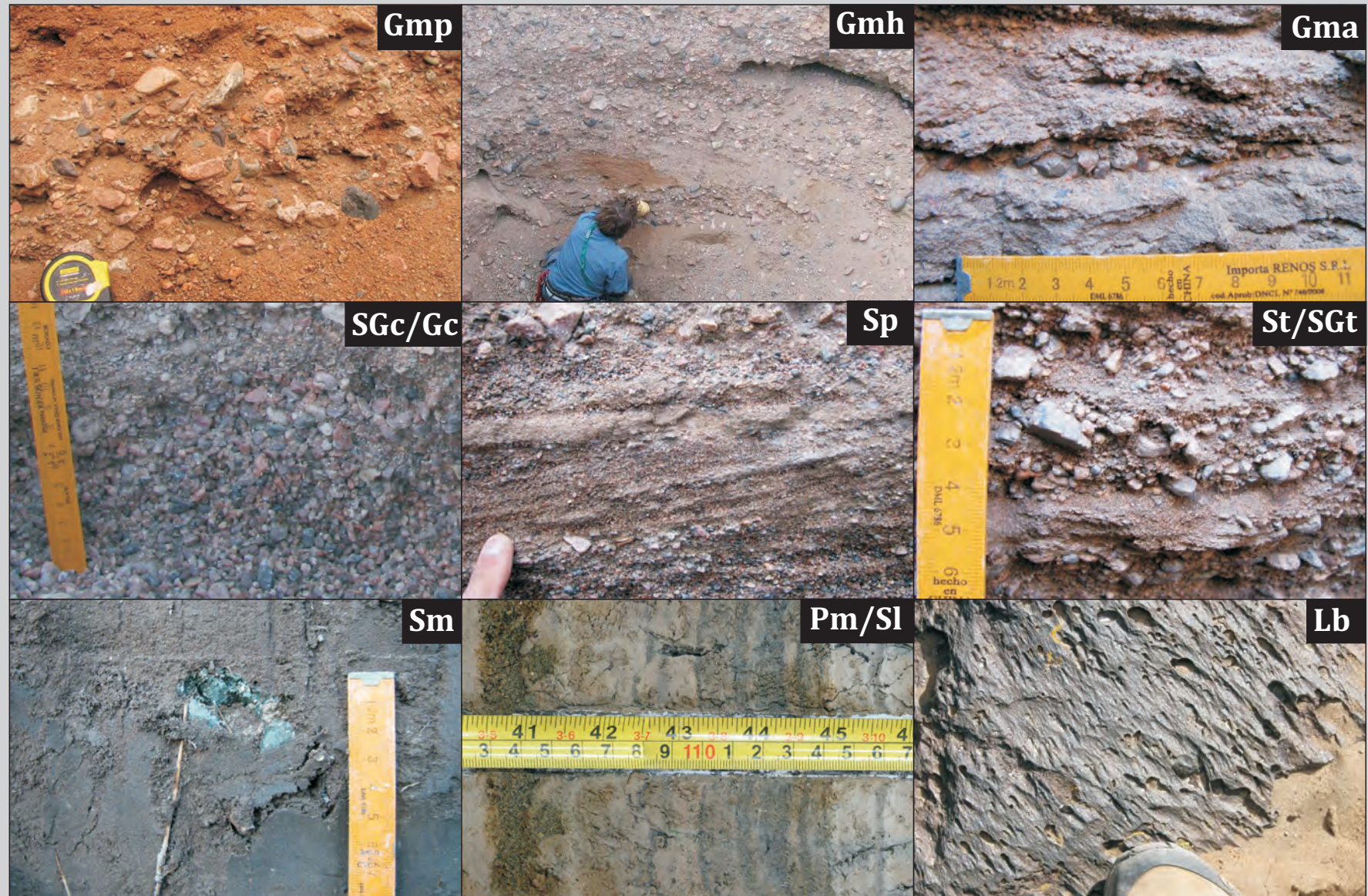


FIGURA 5.15. Facies sedimentarias de la unidades cuaternarias. Detalles de los códigos de facies utilizados pueden verse en la Tabla 5.2.

génesis de este material (pedogenético vs sedimentario) fue necesaria, extrayendo todos los rasgos y productos pedogenéticos al momento de definir el tipo de facies presente.

Sobre la base del análisis geomorfológico-sedimentológico pudieron establecerse diferentes subambientes dentro de la Cuenca de Gastre así como definir su distribución superficial (Figura 5.16) y subsuperficial (Figura 5.21). De esta manera, 4 sistemas depositacionales o subambientes fueron definidos; uno de ellos para la Formación Choiquepal, uno para las rocas volcánicas de las Formaciones Moreniyeu y Cráter y dos para la Formación Gastre (Figura 5.16a). Todos estos subambientes se encuentran circunscriptos por el frente montañoso que delimita la cuenca.

5.3.2.1 Formación Choiquepal

Esta unidad formal, caracterizada por superficies incididas por los sistemas de drenaje actual, adosadas por lo general a los frentes montañosos que circunscriben a la Cuenca de Gastre, presenta un único subambiente o sistema depositacional: sistema de piedemonte remanente (Figuras 5.16 y 5.17).

Sistema de piedemonte remanente

Esta sistema depositacional ocupa áreas variables, desde unos pocos km² hasta superficies de más de 100 km², pudiéndose distinguir en algunos sectores geometrías de forma semicónica, característica del desarrollo de abanicos (Figura 5.17a). Presentan comúnmente secciones longitudinales suavemente cóncavas con pendientes predominantes entre 1° y 3°, que en las cercanías del frente montañoso, pueden alcanzar hasta valores de 8° (Figura 5.16a3). Se pudieron identificar hasta tres generaciones de

RELLENO DE LA CUENCA DE GASTRE: CUATERNARIO

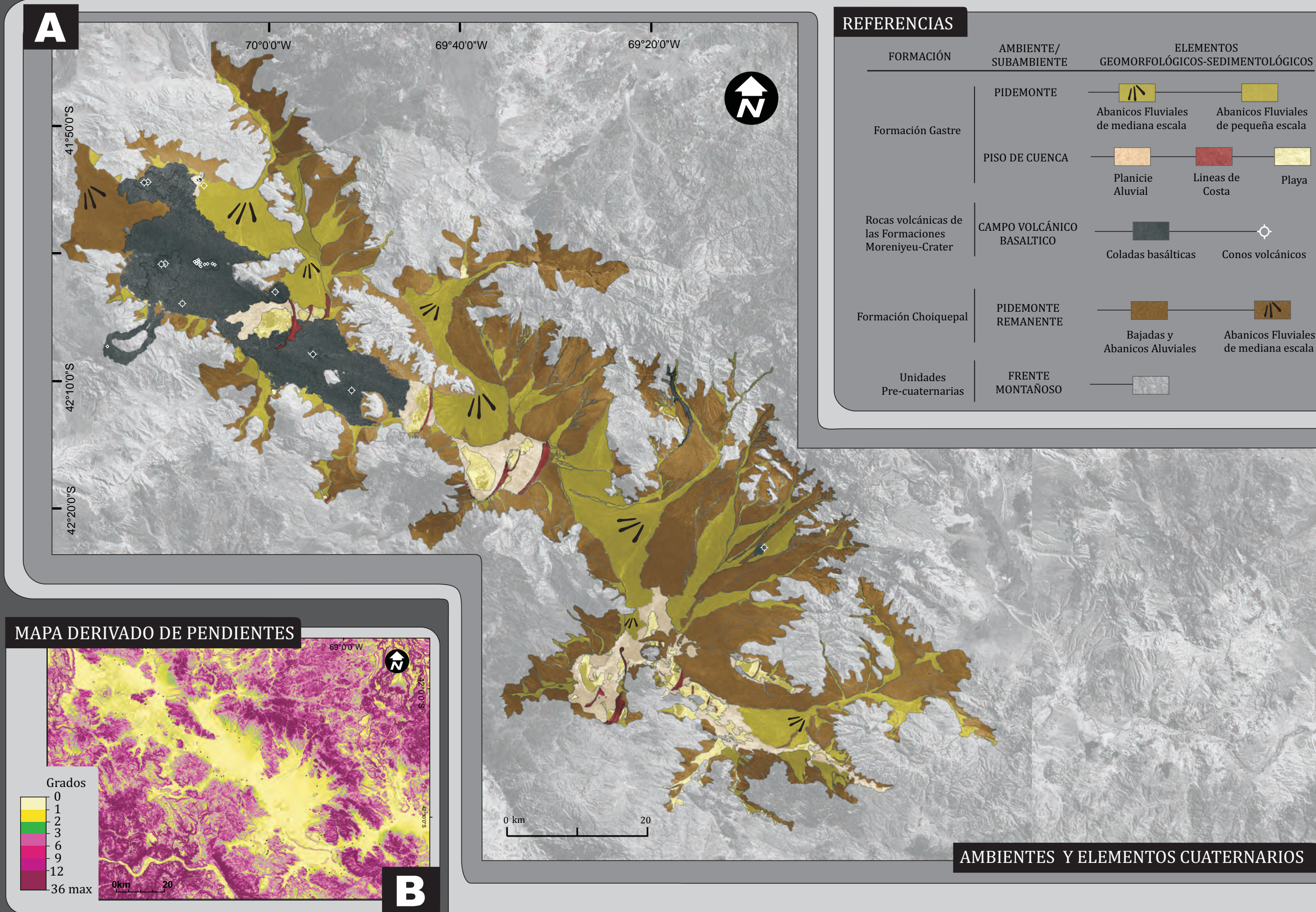
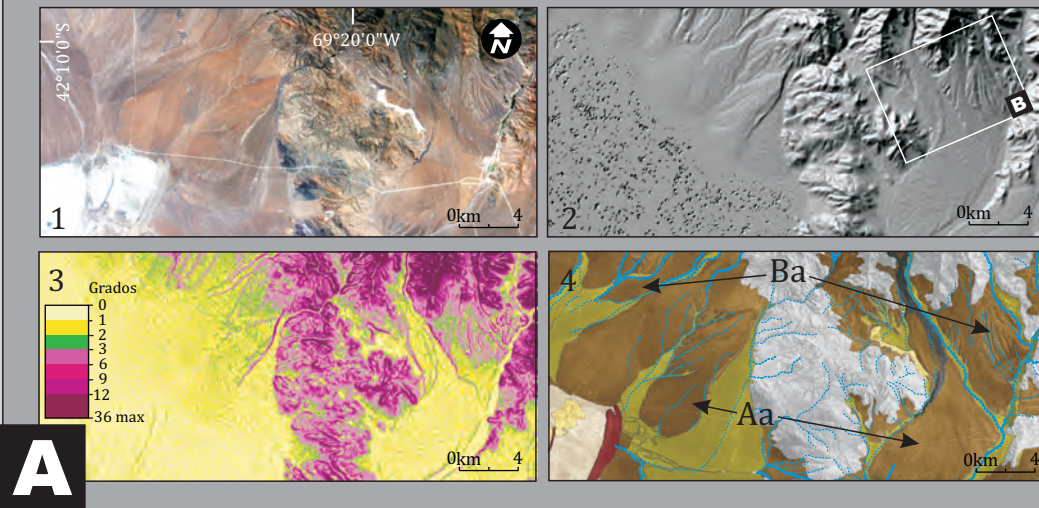


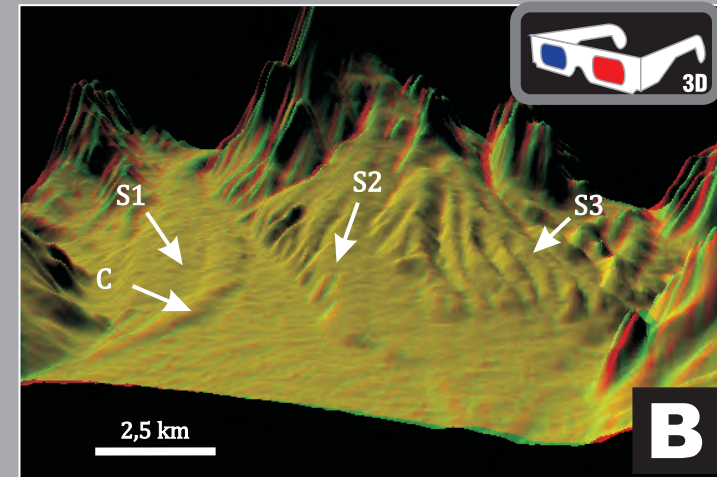
FIGURA 5.16. Relleno de la Cuenca de Gastre: Cuaternario A: Ambientes y elementos cuaternarios. B: Mapa derivado de Pendientes a partir de DEM.

FORMACIÓN CHOIQUEPAL: PIEDEMONTRE REMANENTE

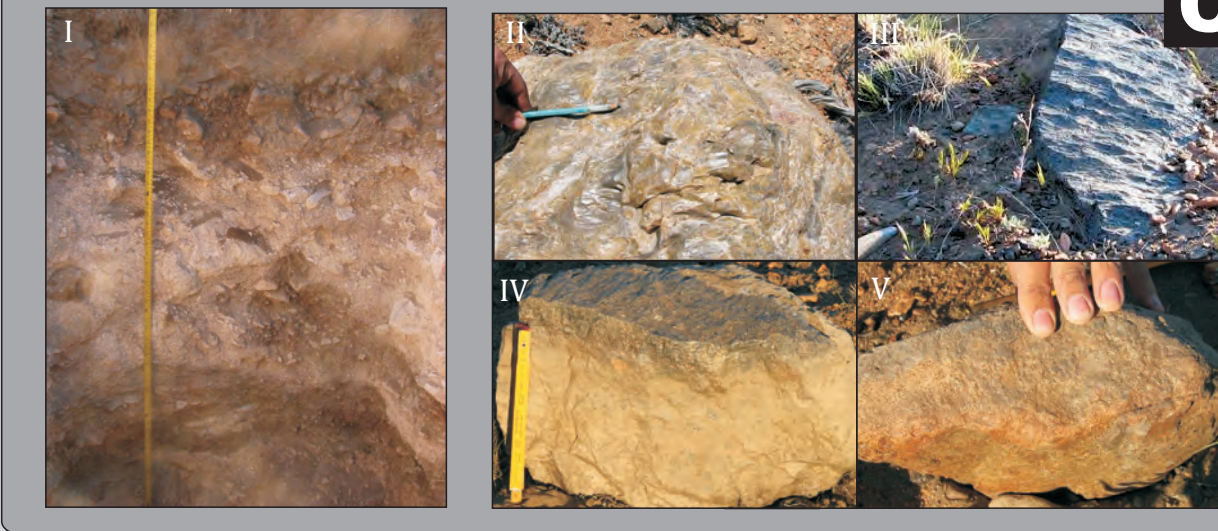
ABANICOS ALUVIALES, ABANICOS FLUVIALES Y BAJADAS



SUPERFICIES DE DIFERENTE GENERACIÓN



SUELOS EVOLUCIONADOS Y SUPERFICIES CON PAVIMENTOS DEL DESIERTO



ASOCIACIONES DE FACIES

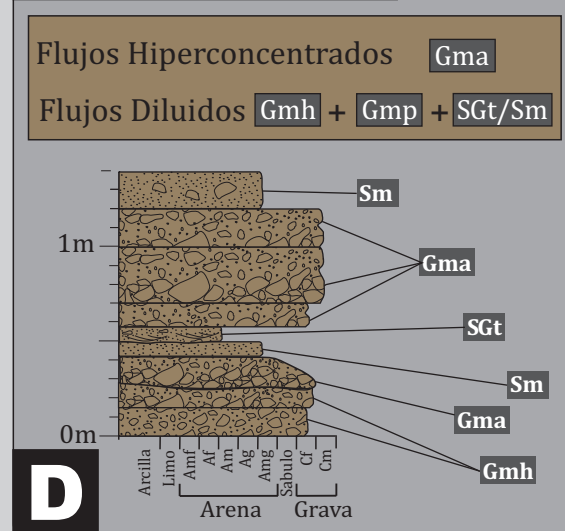


FIGURA 5.17. Formación Choiquepal: Piedemonte Remanente. A: Elementos Geomorfológicos-Sedimentológicos: Abanicos Aluviales (Aa), Abanicos Fluviales (ver Figura 5.16) y Bajadas (Ba) 1) Imagen ALOS AVNIR. 2) Mapa derivado de Hillshade. 3) Mapa derivado de pendientes. 4) Mapa Geomorfológico-Sedimentológico B. Anaglifo de una bajada donde se observan superficies de tres generaciones diferentes (S1, S2 y S3), depositándose por encima de la más joven (S1) una colada volcánica (c). C: Suelos y Rasgos superficiales. I- Potente horizonte Bk. II- Clasto con huecos y superficies pulidas. III- Clasto con rugosidad y superficie facetada. IV- Clasto enterrado. El brillo corresponde a la **pa125** V- Enrojecimiento subsuperficial. D: Asociaciones de facies diagnósticas de esta unidad.

superficies, a partir de las diferentes cotas topográficas y relaciones de encajamiento (Figura 5.18b). Con características muy disimiles aparece una importante geoforma remanente en el extremo noroeste de la cuenca (Figura 5.16), con pendientes extremadamente bajas ($0,01^\circ$). Todas las superficies presentan pavimentos del desierto, producto de intensa acción eólica que engolfa los clastos (McFadden et al., 1987; McCalpin, 1996; Dunkerley y Brown, 1997), encontrándose clastos de caras facetadas (ventifactos), punteaduras y barnices, con importante grado de enterramiento y enrojecimiento subsuperficial (Figuras 5.17c II, III, IV y V). La composición de los clastos es volcánica a plutónica, con participación sedimentaria solamente en aquellas geoformas asociadas al borde sur (Figura 5.14b). Todas las secciones realizadas en estas superficies presentan elevado desarrollo de suelos, con horizontes Bt/Btk de hasta 1,2 m de espesor, incluso en zonas desfavorables para el desarrollo de los mismos (niveles topográficos altos, con material parental epiclástico gravoso, en posiciones muy alejadas del nivel freático; Figura 5.17c).

Al analizar las facies que componen a este sistema depositacional, se observa una predominancia de facies psefíticas (Gma, Gmh, Gmp; Tabla 5.2) con menor proporción de facies psamíticas (SGt, Sm; Tabla 5.2; Figuras 5.14, 5.15, 5.17d). En función de los principales procesos que les dieron origen, las mismas pueden ser divididas en dos asociaciones de facies, una correspondiente a flujos hiperconcentrados (Gma) y otra característica de flujos diluidos (Gmh, Gmp, SGt, Sm). Los depósitos asignados a la asociación de facies de flujos hiperconcentrados se componen de duplas de gravas finas y medianas clasto sostén, con areniscas y areniscas guijarrosas clasto sostén. Las facies asociadas a los flujos diluidos se componen de gravas y arenas con estructuras de bajo régimen de flujo (óndulas y dunas, 2D y 3D). Las facies Sm, debido a la importante disturbación pedogenética de esta unidad, son interpretadas como facies tractivas de bajo régimen de flujo donde las estructuras han sido borradas por procesos pedogenéticos (tope de la Sección, Figura 5.17d). Esta asociación de facies, correspondiente a flujos

diluidos, puede aparecer intercalada con la asociación de facies de flujos hiperconcentrados (Sección 7 en Figura 5.14 y Figura 5.17d) o constituir la totalidad de las facies de algunas de las secciones (p.e. Calicata 1; Figura 5.14a)

Todas las características geomorfológicas-sedimentológicas indican un subambiente de piedemonte para el conjunto de estos depósitos, caracterizado por bajadas que, en algunos casos, se diferencian por su geoformas semicónicas en abanicos (Gile et al., 1981; Peterson, 1981; Sumemerfield, 1991; Harvey, 1997). Las bajas a moderadas pendientes de las geoformas cercanas a los frentes montañosos (entre 1° y 3°), en concordancia con las facies allí observadas, determinan una construcción de los abanicos y bajadas a partir de flujos hiperconcentrados, retrabajados en menor medida por flujos diluidos (Wells y Harvey, 1987; Blair y McPherson, 1992; Blair y McPherson, 1994b; Blair y McPherson, 1994a; Blair, 1999a). La pendiente extremadamente baja de la superficie con forma de cono localizada en el borde noroeste (Figura 5.16) construida exclusivamente por flujos diluidos (Calicata 1, Figura 5.14) implicaría, por su parte, el desarrollo de un abanico fluvial (Stanistreet y McCarthy, 1993; Leeder, 1999; Moscariello, 2005; Nichols y Fisher, 2007; Hartley et al., 2010; Weissmann et al., 2011). Cabe aclarar que la procedencia de este abanico rodeado por bloques de granito, es 100 % volcánica (Estación S, Figura 5.14a), lo que implica una alimentación externa a los bloques locales circundantes.

La presencia en todas las superficies de esta unidad, de potentes horizontes Bt/Btk y de pavimentos del desierto, implican, para un clima árido como el de Gastre, una compleja evolución temporal (Gile et al., 1966; Gile et al., 1981; Peterson, 1981; Dunkerley y Brown, 1997; Watson y Nash, 1997; Al-Farraj y Harvey, 2000), que, en concordancia con la edad de las lavas suprayacentes, indican el carácter remanente de los abanicos aluviales, bajadas y abanicos fluviales que componen a este subambiente de piedemonte característico de la Formación Choiquepal.

5.3.2.2 Rocas volcánicas de las Formaciones Moreniyeu y Cráter

Esta unidad informal se compone exclusivamente de litologías volcánicas las cuales definen un ambiente localizado en distintas partes de la cuenca de Gastre y denominado: campo volcánico basáltico.

Campo volcánico basáltico

Los depósitos agrupados bajo este sistema depositacional (Figuras 5.16 y 5.18a), se caracterizan por rocas volcánicas basálticas localizadas en la zona de piedemonte, por lo general muy cerca del piso de cuenca (Llambias et al., 1987; Massaferro et al., 2002; Massaferro et al., 2006; Pécskay et al., 2007). Sobre la base de características geomorfológicas y sedimentológicas-volcánicas se distinguieron dos elementos geomorfológicos-sedimentológicos diferentes: coladas (Figura 5.18b) y conos volcánicos (Figura 5.18b). Al menos 25 centros de emisión volcánica se distinguieron con diferente grado de preservación (Figura 5.16), con conos de baja degradación (Loma Guacha y Cerro Ventana; Figuras 5.18c2, c5), conos parcialmente degradados (Volcán Perdido; Figura 5.18c3) y conos altamente degradados (conos remanentes cerca del Cerro Fermín; (Figura 5.18c4). Los conos suelen presentarse alineados, constituyendo, tal como se vio en el Capítulo 4, estructuras de importante magnitud (Figura 4.16). Presentan un área reducida menor a 0,5 km² y pendientes variables, de menos de 1° en los conos erodados y hasta 18° en conos potentes bien preservados (Cerro Ventana; Figura 5.16b). En contraposición, las coladas volcánicas presentan gran desarrollo areal, algunas de ellas con superficies de hasta 53 km² (colada Cerro Negro, borde suroeste; Figura 5.18b1), reconociéndose hasta 14 emisiones diferentes (Llambias et al., 1987). Las coladas presentan en todos los casos, pendientes suavemente irregulares de menos de 3° (Figura 5.16b).

ROCAS VOLCÁNICAS MORENIYEU-CRATER: CAMPO VOLCÁNICO BASÁLTICO

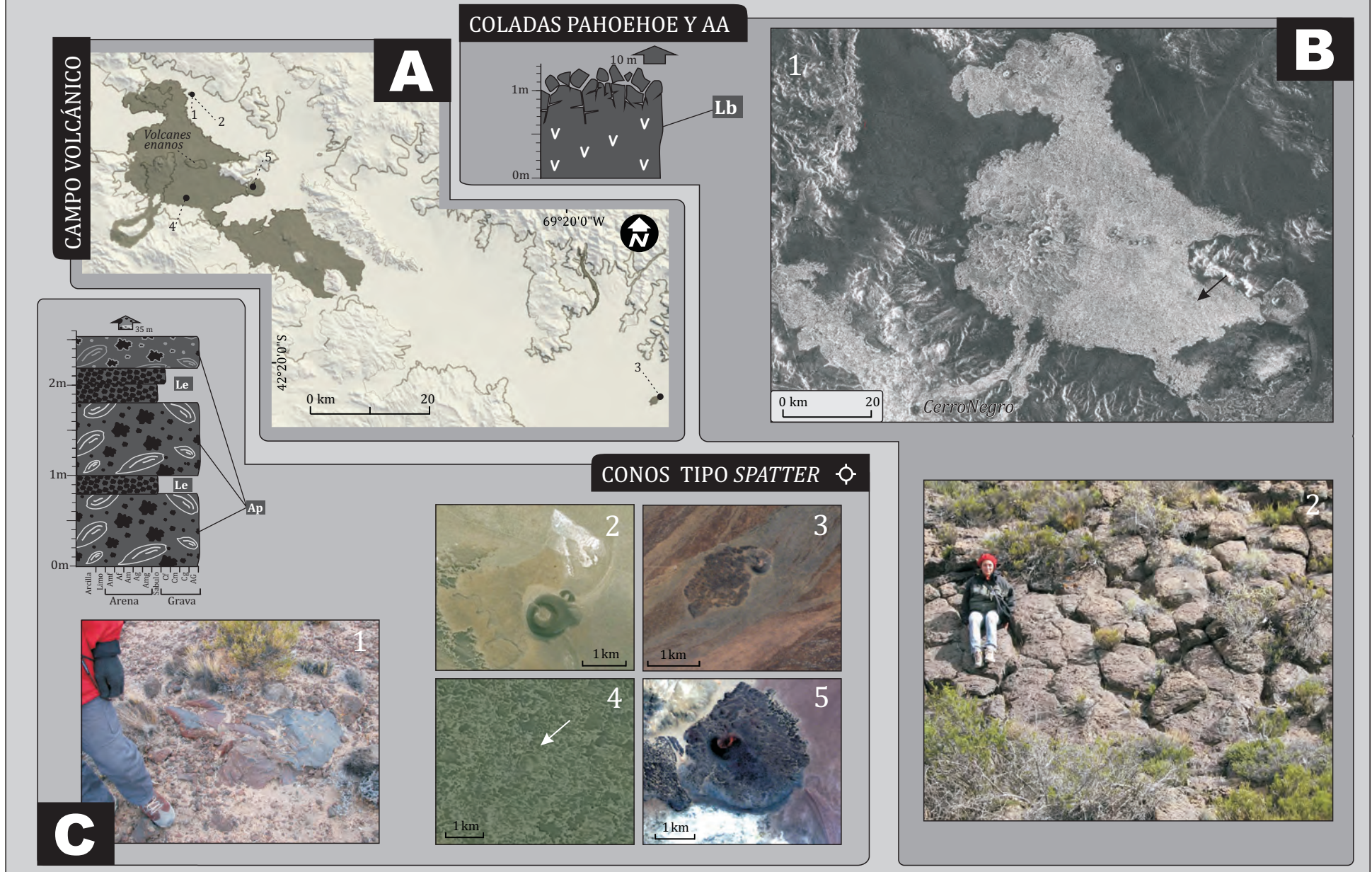


FIGURA 5.18. Rocas volcánicas de las Formaciones Moreniyeu-Crater: Campo volcánico basáltico. A) Ubicación de la unidad donde se observan los dos elementos geomorfológicos-sedimentológicos de esta unidad (Conos y Coladas). Los números corresponden a localización de figura C. B) Coladas. Facies de lavas basálticas. 1 Imagen Radar ALOS-PULSAR donde se observan diferentes coladas superpuestas. 2 Vista de una colada. Obsérvese la superficie lisa con disyunción columnar. C) Conos volcánicos. Facies de Lapillita escoriáceas (Le) y Aglomerados piroclásticos (Ap). 1 Vista de una bomba volcánica amalgamada con fragmentos de lapilli escoriáceo. 2 Spatter cones de buena preservación (Loma Guacha); 3 Spatter cones moderadamente preservado (El Perdido); 4 Cono altamente erodado; 5 Spatter Cone de moderada preservación (Cerro Ventana).

El análisis de las facies volcánicas de cada uno de los elementos de este subambiente depositacional indica variabilidades en los mecanismos de extrusión y acumulación de magma. Los conos volcánicos se caracterizan por facies amalgamadas de aglomerados piroclásticos (Ap) y lapillitas escoriáceas (Le; [Figura 5.18c](#)), mientras que las coladas se caracterizan por lavas con superficies lisas o cordadas *pahoehoe* y en menor medida lavas en bloques de tipo *aa* (Lb) ([Figura 5.18B](#)). En algunos sectores, como en las cercanías del Cerro Negro o de los volcanes enanos, las lavas *pahoehoe* también han sido descritas desarrollando tumulis, túneles de lavas y hornitos ([Llambias et al., 1987](#); [Massaferro et al., 2006](#); [Pécskay et al., 2007](#)).

Las evidencias geomorfológicas-sedimentológicas-volcánicas indican un ambiente con las características de un campo volcánico basáltico ([Sigurdsson et al., 2000](#)) el cual extruyó aproximadamente 1,5 km³ de lava . Los conos volcánicos presentan morfologías y facies de *spatter cones* indicando estilos eruptivos hawaianos con bajo desarrollo estromboliano ([Sigurdsson et al., 2000](#)). El origen de este campo volcánico, asociado a fracturas preexistentes ([Llambias et al., 1987](#); [Massaferro et al., 2006](#)), indicaría, sobre la base de estudios geoquímicos e isotópicos, una fuente astenosférica a 65 km de profundidad ([Massaferro et al., 2006](#)).

5.4.1.4 Formación Gastre

Los depósitos que constituyen esta unidad formal representan el relleno más moderno de la cuenca de Gastre. Representan dos subambientes diferentes, caracterizados cerca del frente montañoso por un sistema de piedemonte y alejado del mismo, cerca del centro de cuenca, por el sistema de piso de cuenca.

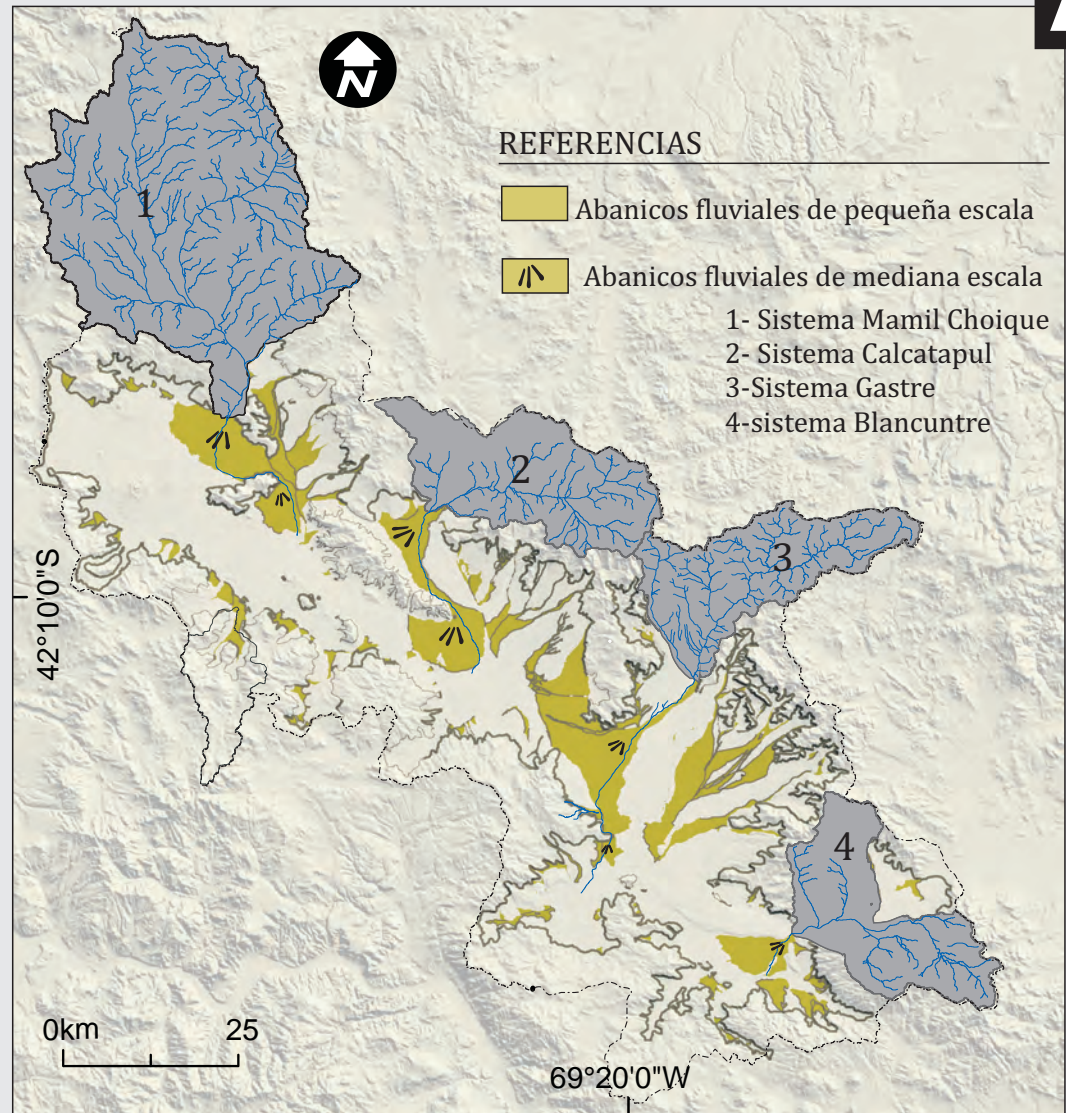
Sistema de Piedemonte

Este subambiente, caracterizado por su vinculación con los sistemas de drenaje actual, se compone de dos elementos geomorfológicos-sedimentológicos diferentes: abanicos de mediana escala y abanicos de pequeña escala (Figuras 5.16a y 5.19a). Los primeros presentan geometría semicónica, en planta ocupan superficies de entre 90 km² y 180 km², y son alimentados por cuencas de drenaje con áreas de entre 400 y 1500 km² (Figura 5.19a). Se distinguen cuatro geoformas de este tipo dentro de la Cuenca de Gastre, definidas por el curso que las alimenta, que de NW a SE son: Mamil Choique, Calcatapul, Gastre y Blancuntre (Figura 5.20a). Se presentan como grandes geoformas simples (un solo cono; Blancuntre) o compuestas (más de una generación de conos; Mamil Choique, Calcatapul y Gastre). Las geoformas compuestas están desarrolladas por la interacción del sistema alimentador con bloques de basamento o coladas volcánicas (Figura 5.16a). Presentan muy bajas pendientes durante toda su distribución, con valores de entre 0,32° y 0,52° (Figura 5.16b). El segundo elemento geomorfológico-sedimentológico está constituido por abanicos de pequeña escala con superficies de entre 10 km² y 65 km². Aparecen desarrollando cuerpos semicónicos simples, atrincherados entre geoformas remanentes, que generan incisiones de hasta 50 m de profundidad en las cercanías del frente montañoso. Están alimentados por cuencas de drenaje con áreas que van entre los 27 km² y los 240 km² y presentan pendientes con inclinaciones entre 0,5° y 1,7° (Figura 5.16b). Todas las superficies presentan escaso desarrollo edáfico en comparación con las geoformas remanentes de la Formación Choiquepal, con pobre desarrollo de horizontes Av e incipientes horizontes Bt/Btk (Figura 5.1b2, 3). La procedencia de los clastos superficiales se encuentra relacionada a la naturaleza de los bloques que atraviesan los sistemas de drenaje que los alimentan, con composiciones predominantemente plutónicas y volcánicas, con participación sedimentaria solamente en aquellas geoformas asociadas al borde sur (Figura 5.14b).

FORMACIÓN GASTRE: SUBAMBIENTE DE PIEDEMONTE

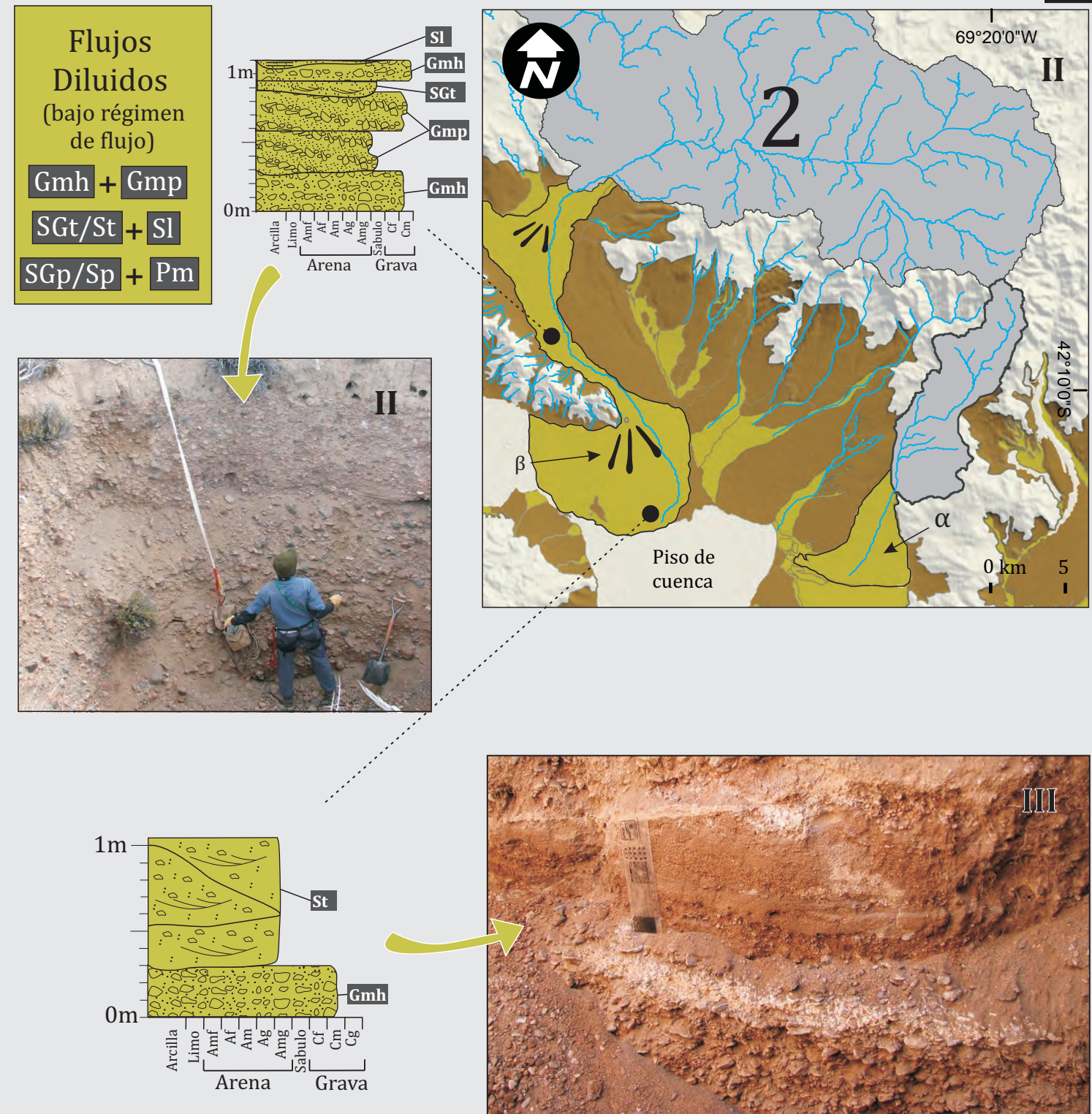
ABANICOS FLUVIALES: TIPOS

A



PROCESOS Y SISTEMAS DE ALIMENTACIÓN

B



PERFILES LONGITUDINALES

C

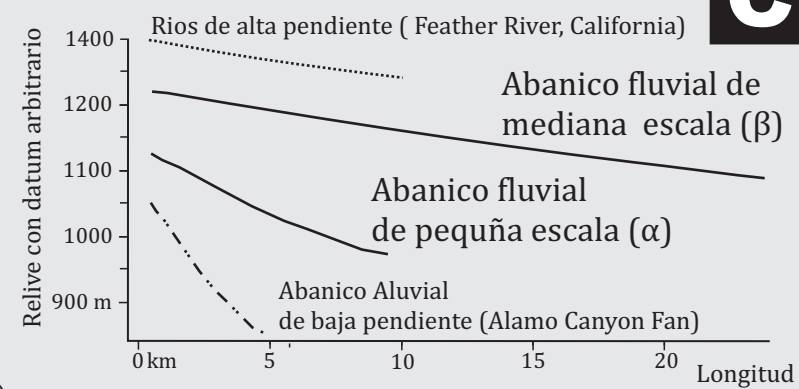
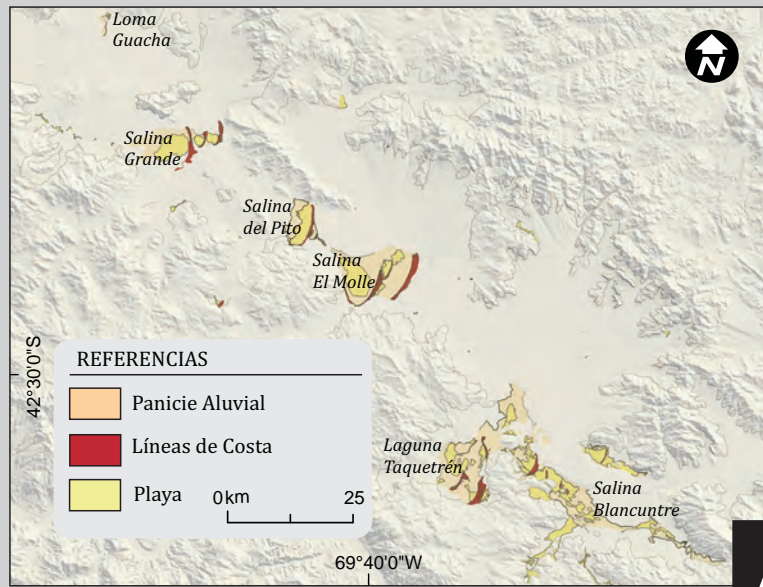


FIGURA 5.19. Formación Gastre: Piedemonte con Abanicos fluviales. A) Abanicos Fluviales de pequeña y mediana escala. Se definen los sistemas de drenaje alimentador para los abanicos de mediana escala, los mismos dan el nombre al abanico. B) Detalle de ambos tipos de abanicos caracterizados por facies diluidas de bajo régimen de flujo. I: Vista de detalle de la figura A, II: vista general de calicata realizada en zona proximal de abanicos fluviales de mediana escala, III: vista de detalle de calicata efectuada en zonas distales de abanicos fluviales de mediana escala. Compárese la dimensiones de las cuencas de drenaje alimentadoras de los abanicos de median escala (β) y de pequeña escala (α). C Perfiles longitudinales de ambos tipos de abanicos (α y β) en relación a ríos de alta pendiente y abanicos aluviales de bajo gradiente (Datos tomados de Blair & McPherson 1994)

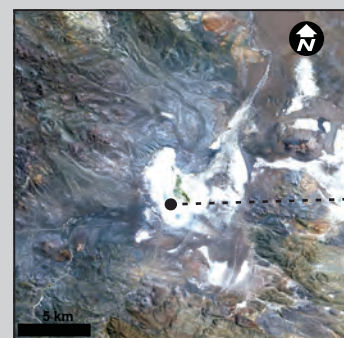
RELLENO DE LA CUENCA DE GASTRE: SUBAMBIENTE DE PISO DE CUENCA

LÍNEAS DE COSTA



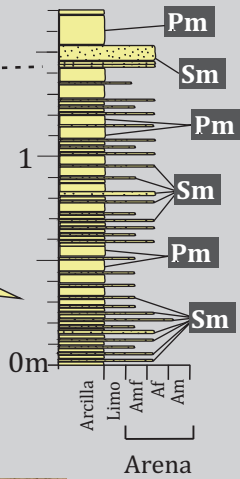
A

PLAYAS



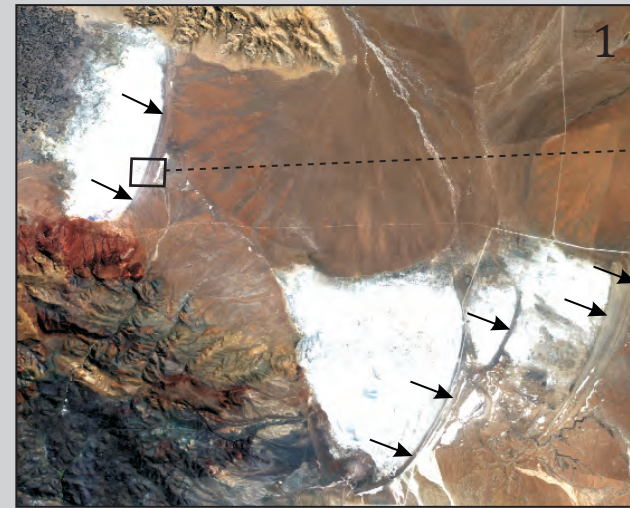
ASOCIACIÓN DE FACIES

Pm + Sm



D

LÍNEAS DE COSTA

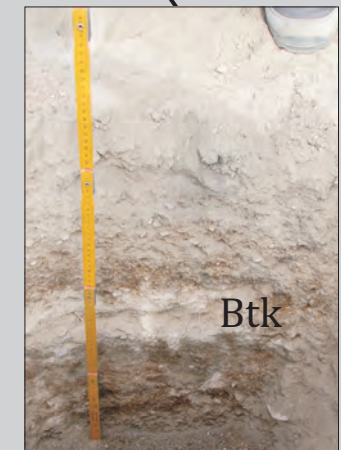
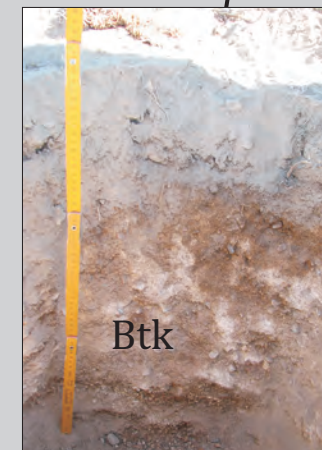
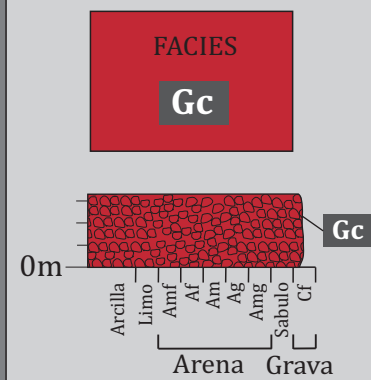


Línea de costa

14 Calicata

B

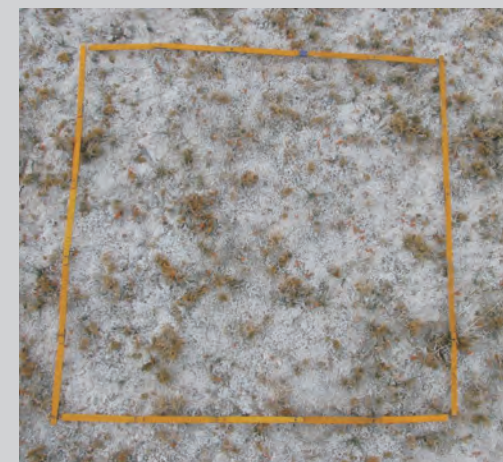
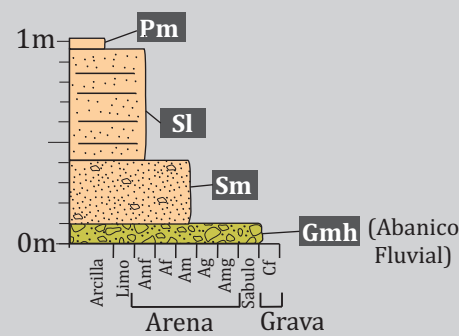
SALINA ACTUAL



PLANICE ALUVIAL

ASOCIACIÓN DE FACIES

Sm + Sl + Pm



C

FIGURA 5.20. Formación Gastre: Ambiente de Piso de Cuenca. A: Distribución de los elementos que componen a esta unidad: Planicie Aluvial, Líneas de costa y Playas. B: Líneas de costa. 1) Vista de detalle de las líneas de costa de la Salina del Molle y de la Salina del Pito. 2) Vista 3D de la Salina del Pito donde se observa la localización de calicatas efectuadas. Obsérvese la mayor evolución de los suelos de las líneas de costa de mayor cota, en comparación con aquellas de menor altura. C: Facies típicas de la Planicie Aluvial. Vistas de superficies, donde se puede apreciar la morfología irregular del terreno asociada a vegetación. D: Facies típicas de playa caracterizada por pelitas entre las cuales intercalan delgados niveles de arena (flechas negras).

Los depósitos que componen a este sistema depositacional están caracterizados por una predominancia de facies psefíticas (Gmh, Gmp) que en menor medida intercalan con facies psamo-pelíticas (SGt/St, SGp/St, Sl y Pm [Tabla 5.2](#); [Figura 5.29b](#)). Constituyen una misma asociación de facies compuesta por gravas y arenas con estructuras de bajo régimen de flujo (asociadas a óndulas y dunas, 2D y 3D), organizadas dentro en cuerpos con geometría lenticular que exceden las dimensiones de las calicatas realizadas (3 m). Las características hidrodinámicas y la geometría lenticular de estos depósitos indican flujos diluidos de bajo régimen de flujo, desarrollados dentro de canales de alta movilidad.

Todas las características geomorfológicas-sedimentológicas, indican un ambiente de piedemonte con geoformas de abanicos que inciden superficies que quedan remanentes ([Gile et al., 1981](#); [Peterson, 1981](#)). La asociación de facies presente, vinculada con flujos diluidos, asociada con las bajas pendientes registradas (entre 0,32° y 1,7°), algunas de ellas típicas de sistemas fluviales entrelazados ([Figura 5.20c](#)), permiten definir a estas geoformas como abanicos fluviales de mediana y baja escala ([Blair y McPherson, 1992](#); [Stanistreet y McCarthy, 1993](#); [Blair y McPherson, 1994b](#); [Blair y McPherson, 1994a](#); [Blair, 1999b](#); [Leeder, 1999](#); [Moscariello, 2005](#); [Nichols y Fisher, 2007](#); [Hartley et al., 2010](#); [Weissmann et al., 2011](#)). La presencia en todas las superficies de suelos pobremente evolucionados ([Gile et al., 1966](#); [Gile et al., 1981](#); [Peterson, 1981](#); [Dunkerley y Brown, 1997](#)), en concordancia con la posición por encima de las coladas volcánicas, confirman una edad relativa más joven respecto de los depósitos de piedemonte de la Formación Choiquepal.

Piso de cuenca

Este subambiente se caracteriza por depósitos cuyos procesos de acumulación generaron superficies de muy suave pendiente, que en algunos casos llegan a presentarse totalmente niveladas (pendiente 0°, [Figura 5.16b](#)). Se ubica a los pies de la zona de

pedemonte por encima de las rocas volcánicas de la Formaciones Moreniyeu y Cráter, y depósitos remanentes de la Formación Choiquepal. Está compuesta por tres elementos geomorfológicos-sedimentológicos diferentes: planicie aluvial, líneas de costa y playa (Figura 5.20).

El primero de estos elementos se define para caracterizar a depósitos recientes y parcialmente remanentes de granulometría gravo-arenosa, con menor participación de material pelítico. Representan la mayor parte de este subambiente, con topografías irregulares de pequeña escala (áreas de 4 km²) mayormente vegetadas (Figura 5.20c) en un contexto regional de suaves pendientes (0,13°). El análisis de facies indica dos asociaciones de facies diferentes, una asignable a flujos subácueos de alta densidad (Sm) y otra a procesos de decantación (Sl-Pm, Tabla 5.2). Depósitos de estas características son también descritos dentro de unidades geomorfológicas del tipo *alluvial flat*, *alluvial plain* y *lake plain* (*sensu* Peterson, 1981)

Los depósitos de líneas de costa se caracterizan por presentarse como niveles aterrizados, dispuestos en distintos sectores del piso de cuenca, por lo general con cotas de entre 858 y 868 msnm, aunque algunas pueden alcanzar cotas de hasta 900 msnm (cerca de Loma Guacha; Figura 5.20a). Poseen una dirección predominante NE-SW, localizándose en las márgenes orientales de las playas (Figuras 5.16a y 5.20b1). Se trata de depósitos asociados con superficies aterrizadas de pendiente horizontal, de entre 60 y 130 m de ancho, separadas por quiebres topográficos de entre 0,4 y 1,2 m de altura. Las facies sedimentarias están constituidas por gravas finas y arenas gravosas de moderada selección (Gc, SGc) interpretadas como depósitos turbulentos de alta energía generados por olas y corrientes. La naturaleza composicional de las mismas se compone de líticos volcánicos en un 70 % y líticos plutónicos en un 30 % (Estación G, Figura 5.14). El grado de pedogénesis en este elemento geomorfológico-sedimentológico es variable, con suelos pobremente desarrollados en las cotas más bajas (con horizonte Av) en contraposición

con suelos de importante desarrollo en las cotas más altas (con horizontes Bt/Btk; [Figura 5.20b2](#)).

Las playas constituyen superficies prácticamente niveladas (pendientes $< 0,01^\circ$) con extensiones variables que van desde unos pocos km² hasta más de 20 km² ([Figuras 5.16 y 5.20a](#)). Constituyen salinas o lagunas temporales (Salina Grande, Salina del Pito, Salina el Molle, Laguna Taqutrén y Salina Blancuntre las más importantes) donde los niveles freáticos se localizan a menos de 60 cm de profundidad ([Figura 2.20a](#)). Están constituidas esencialmente por sedimentos arcillosos y limosos (facies Pm), entre los que se intercalan sedimentos psamíticos (facies Sm; [Figura 5.20d](#); [Anexo 4](#)). Presentan superficies libres de clastos psefíticos, con costras de sales de hasta 1 cm de espesor compuestas por thenardita.

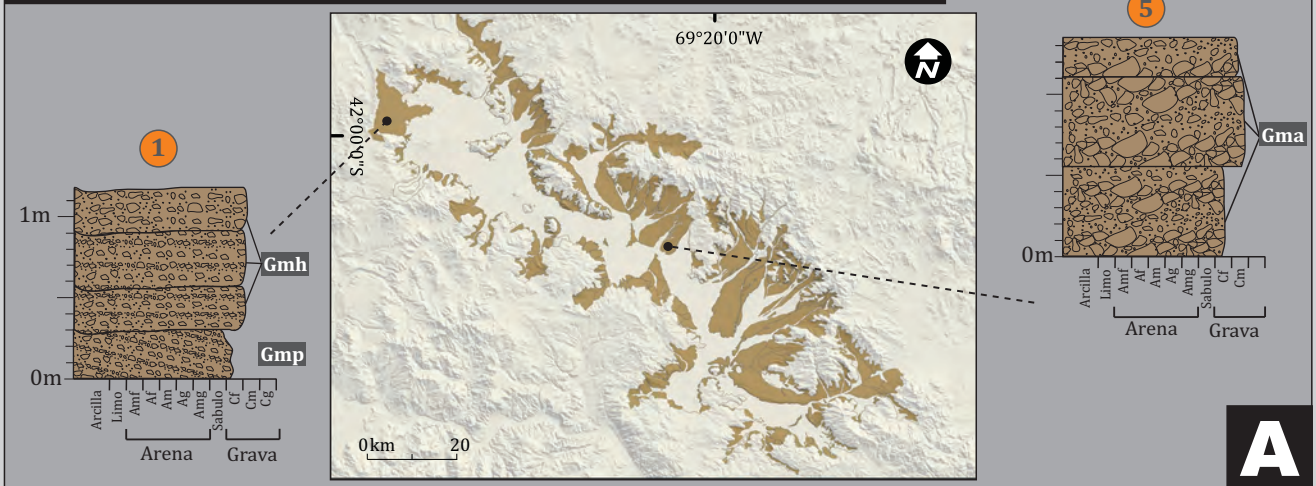
Las características geomorfológicas-sedimentológicas de los tres elementos anteriormente descritos (Planicie Aluvial, Líneas de Costa y Playas) indican procesos característicos de un ambiente de piso de cuenca ([Gile et al., 1981](#); [Peterson, 1981](#)). Los depósitos de las planicies aluviales más gruesos se asignan a fenómenos de descarga subárea y subaérea de sistemas fluviales ([McPherson et al., 1987](#); [Harvey, 1997](#); [Gilli et al., 2005](#); [Nichols y Fisher, 2007](#); [Blair y McPherson, 2008](#); [Bell, 2009](#)), en donde las estructuras sedimentarias han sido disturbadas. Los niveles finos asociados se interpretan como antiguos depósitos de lagunas, del tipo *lake plain*. Las líneas de costa representan, por su parte, antiguas playas lacustres de alta energía elaboradas a partir de los depósitos gravosos de la zona de piedemonte o de las planicies aluviales ([Peterson, 1981](#); [Klinger et al., 2003](#); [Gilli et al., 2005](#); [Blair y McPherson, 2008](#)). En último lugar, las playas s.s constituyen antiguos lagos o lagunas actualmente convertidos en salinas, que registran sucesivas alternancias de psamitas y pelitas, cuya variabilidad posiblemente se explique como consecuencia de alternancias en el régimen pluvial ([Peterson, 1981](#); [Warren, 2010](#); [Shaw y Bryant, 2011](#)).

Síntesis

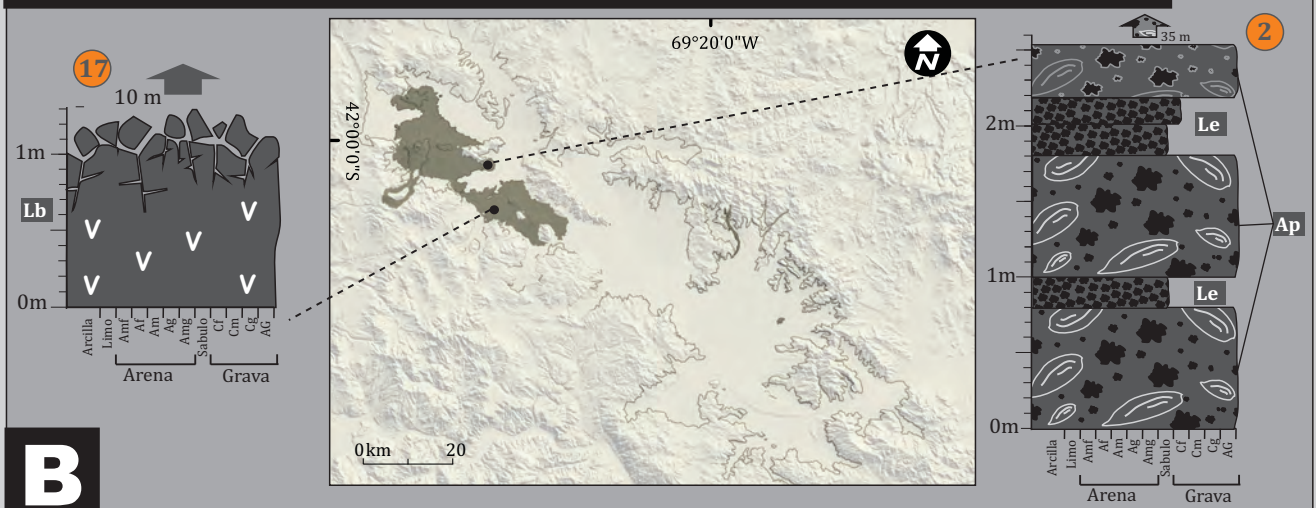
De esta manera, cuatro ambientes diferentes caracterizan al relleno cuaternario de la cuenca de Gastre (Figura 5.21): piedemonte remanente (Formación Choiquepal; Figura 5.21a), campo volcánico basáltico (Formaciones Moreniyeu y Cráter Figura 5.21b), piedemonte (Formación Gastre Figura 5.21c) y piso de cuenca (Formación Gastre Figura 5.21c). El ambiente de piedemonte remanente se caracteriza por bajadas y abanicos aluviales, generados por flujos hiperconcentrados y/o flujos diluidos (Calicata 5, Figura 5.21a), así como por abanicos fluviales originados exclusivamente por flujos diluidos (Calicata 1, Figura 5.21a). Superficies con pavimentos del desierto y potentes horizontes cálcicos atestiguan el carácter remanente de este sistema depositacional. El campo volcánico basáltico se compone de conos y coladas. Los primeros están integrados de facies amalgamadas de aglomerados piroclásticos y lapillitas escoriáceas, que conforman *spatter cones* (Calicata 2, Figura 5.21b). Las coladas se componen de lavas cordadas *pahoehoe* y en menor medida lavas en bloques de tipo *aa* (Calicata 1, Figura 5.21b). Los sistemas depositacionales más modernos caracterizan un ambiente típico de bolsón, constituido por el subambiente de piedemonte y el subambiente de piso de cuenca. El primero se caracteriza por abanicos fluviales de mediana y pequeña escala, desarrollados exclusivamente por flujos diluidos (Calicatas 6 y 10, Figura 5.21c). El segundo se compone de planicies aluviales generadas por flujos subácueos de alta densidad y procesos de decantación (Calicata 16, Figura 5.21c), por depósitos de líneas de costa generados por olas y corrientes (Calicata 15, Figura 5.21c), y por playas, que atestiguan posibles variabilidades en el régimen pluvial (Calicata 8, Figura 5.21c y Anexo 4).

AMBIENTES Y SUBAMBIENTES CUATERNARIOS

PIEDEMORTE REMANENTE (FORMACIÓN CHOIQUEPAL)



CAMPO VOLCÁNICO BASÁLTICO (FORMACIONES MORENIYEU-CRATER)



PIEDEMORTE Y PISO DE CUENCA (FORMACIÓN GASTRE)

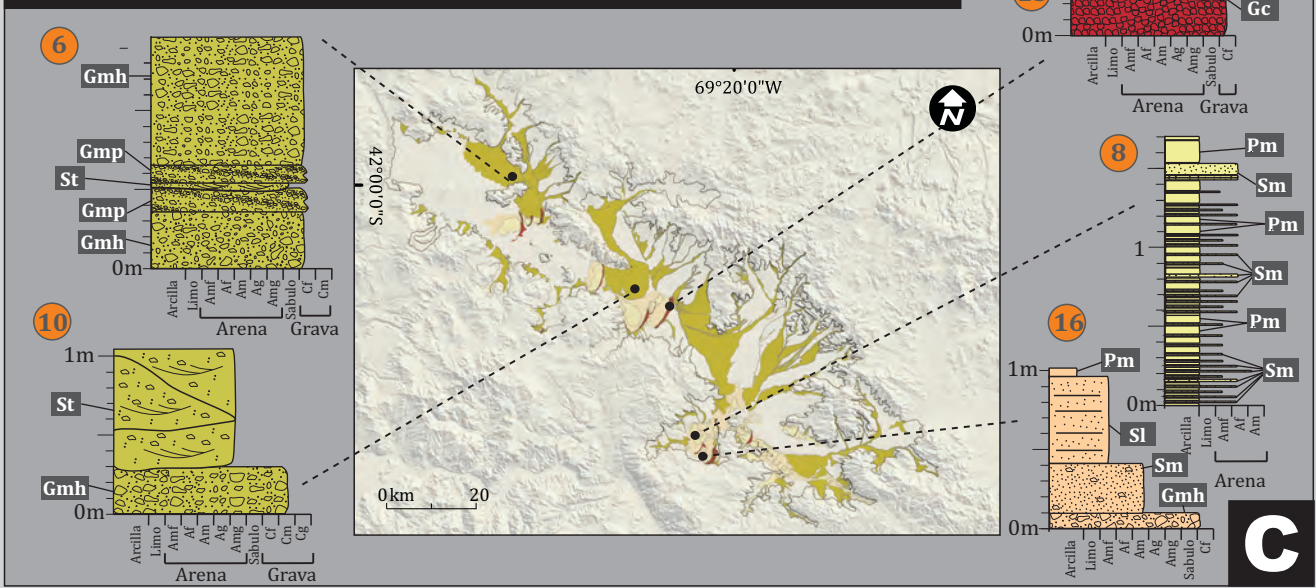


FIGURA 5.21. Ambientes sedimentarios cuaternarios. A: Subambiente de Piedemonte Remanente (Formación Choiquepal). B: Campo Volcánico Basáltico (Rocas volcánicas de las Formaciones Moreniyeu-Crater). C: Subambiente de Piedemonte y Subambiente de Piso de Cuenca (Formación Gastre).

6. ————— DISCUSIÓN

CAPITULO 6 – DISCUSIÓN

Muy lejos de la trinchera, flanqueado por montañas oblicuas a la cadena andina de hasta 1.900 m de altura, la cuenca de Gastre constituye una de las depresiones topográficas más extensas del Antepaís Nordpatagónico. Representa un bolsón de casi 3.500 km² que en la actualidad permite la acumulación de depósitos sedimentarios clásticos y piroclásticos, aportados por cursos transitorios y por erupciones volcánicas provenientes del arco, los cuales cubren depósitos continentales más antiguos (Proserpio, 1978; Volkheimer, 1981; Regairaz y Suivres, 1984). Su magnitud y localización fuera del contexto andino despertó, ya desde la segunda mitad del siglo pasado, numerosas discusiones en cuanto a la naturaleza de su origen, atribuyéndole disimiles procesos tectónicos y/o climáticos (Casamiquela, 1969; Dessanti, 1973; Fidalgo, 1973; Gonzáles Bonorino y Rabassa, 1973; Zambrano, 1973; Dessanti, 1974). A pesar de que se fueron sumando nuevas contribuciones en lo referente a la geología de este sector del antepaís, (Volkheimer, 1965; Coira et al., 1975; Llambías, 1984; Regairaz y Suivres, 1984; Dalla Salda y Franzese, 1987; Llambias et al., 1987; Franzese, 1988; CNEA, 1990; González Díaz, 1990; Mazzoni y Benvenuto, 1990; Rapela, 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; Rapela et al., 1992; Vucetich et al., 1993; Rapela, 1997; Bertels-Psotka, 2000; von Gosen y Loske, 2004; Figari, 2005; Lizuain y Silva Nieto, 2005; Rapela et al., 2005; Massaferrero et al., 2006; Vucetich y Vieytes, 2006; Pécskay et al., 2007; Lince Klinger, 2010; Folguera y Ramos, 2011; Pérez y Vucetich, 2011; Zaffarana, 2011), persisten hasta el presente incertidumbres relacionadas al origen, evolución y contexto andino que tiene la cuenca de Gastre.

6.1 LA CUENCA DE GASTRE

La cuenca de Gastre aparece como una depresión topográfica alargada en sentido NW-SE localizada en el área central de la Patagonia septentrional (Figura 1.1). Interconectada por una red de cursos transitorios que desembocan en salinas o lagunas temporales, representa una cubeta con características endorreicas del tipo bolsón, limitada por bloques de basamento pre-neógeno de diversas edades y composiciones (granitoides paleozoicos, rocas sedimentarias y volcánicas jurásico-cretácicas y rocas volcánicas oligocenas; Volkheimer, 1965; Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1978; Proserpio, 1978; Volkheimer, 1981; Rapela et al., 1983; Llambías, 1984; Dalla Salda y Franzese, 1987; Cazau et al., 1989; Rapela et al., 1992; Figari et al., 1996; Anexo 1). Estos frentes montañosos, caracterizados por contornos festoneados con numerosas entradas y salidas, se disponen como bordes de cuenca o altos internos (Anexo 1; Figura 4.4). Estas características que identifican a la cuenca de Gastre como una depresión topográfica endorreica, limitada por frentes montañosos, y permiten clasificarla como una **cuenca intermontana endorreica o bolsón** (Burbank y Johnson, 1982; Bakker et al., 1989; Sumemerfield, 1991; Burbank et al., 1999; Migo'n, 2004; Burbank y Anderson, 2005; Kolomiets, 2008; Singh y Tandon, 2008; Shaw y Bryant, 2011).

A pesar de haber sido citada en numerosos trabajos en la literatura geológica de la Patagonia, no ha existido un acuerdo sobre los mecanismos que habrían generado a la cuenca de Gastre. Un origen extensional con características de un valle de rift (*rift valley*) fue propuesto sobre la base de mapeos regionales y trabajos geomorfológicos (Volkheimer, 1965; Volkheimer, 1972). Esta propuesta llevó a utilizar para esta cuenca la denominación de graben de Gastre, término que también fue utilizado en algunos trabajos posteriormente realizados en el área (Regairaz y Suivres, 1984; Massaferró et al., 2006). Contraponiéndose a este modelo, sobre la base de interpretación de imágenes satelitales y trabajo de campo, otros autores definieron en los bordes de esta cuenca importantes fallas

de rumbo transpresivas (Coira et al., 1975; Dalla Salda y Franzese, 1987; Rapela, 1991; Rapela y Pankhurst, 1992), cuya interacción habría generado el hundimiento central de la cuenca y el alzamiento de su bordes montañosos (Coira et al., 1975; Proserpio, 1978; Dalla Salda y Franzese, 1987). En línea similar a esta última hipótesis, trabajos más recientes, sobre la base de mapeos geológicos regionales, definieron su origen como producto del levantamiento de bloques por fallas inversas y, en menor medida, fallas de rumbo (Figari et al., 1996; Figari, 2005). La cuenca de Gastre fue explicada, por lo tanto, como derivada de procesos tectónicos muy diferentes y contrapuestos entre sí. Esta contradicción entre los diversos autores mencionados puede deberse a que el objetivo de la mayor parte de los trabajos previos estuvo concentrado en tópicos particulares y no en el estudio de la cuenca como una entidad en sí misma. Algunos de los autores realizaron estudios de carácter stratigráfico muy general (Volkheimer, 1965; Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1978; Proserpio, 1978; Volkheimer, 1981), otros se enfocaron en análisis exclusivo de las estructuras (Coira et al., 1975) o en el estudio del relleno neógeno-cuaternario (Regairaz y Suivres, 1984). El análisis realizado en este trabajo indica que los bordes de los bloques circundantes son estructuras de desplazamientos mayormente verticales, que involucran desde rocas del basamento ígneo-metamórfico hasta niveles inferiores de la Formación Collón Curá (Sección 4.3). Se trata de un complejo sistema de fracturas de rumbo y vergencia variables, registrado a través de fallas inversas expresadas como corrimientos de piel fina (Anexo 1 y Figura 4.10b) y gruesa (Anexo 1 y Figura 4.7a). Estructuras de fallamiento normal de importante desarrollo solamente se han observado o inferido como fracturas más antiguas, invertidas y asociadas con atajos de bloque bajo y pliegues (Sección 4.3.3,4). Estas fracturas pueden ser interpretadas como fallas normales activas durante la evolución de la cuenca de Cañadón Asfalto (falla Moncho Bandera, falla del Río Chubut, falla cercana a la localidad Lagunita Salada, fallas de subsuelo del sector central; Anexo 1, Figuras 4.11 y 4.12), algunas de ellas ya reconocidas en trabajos previos (falla del Río Chubut; Figari et al., 1996; Lizuain y Silva Nieto, 1996; Figari, 2005), que fueron

invertidas posteriormente. Estas estructuras contraccionales afectan tanto a la estratigrafía pre-neógena como a la Formación La Pava y a la parte inferior de la Formación Collón Curá, que exhiben estilos de deformación de las mismas características que las observadas en los bloques circundantes, con la generación de pliegues, estratos volcados y estratos de crecimiento asociados a fallas inversas (Figuras 4.7a, b y 4.10a).

Los resultados obtenidos en este trabajo coinciden con los autores que vinculan la estructuración del Bajo de Gastre con estructuras contraccionales (Figari, 2005). Las evidencias aportadas se contraponen, por lo tanto, con lo expresado por otros autores acerca de la existencia de mecanismos extensionales (Volkheimer, 1965; Volkheimer, 1972), registrándose en este trabajo solamente evidencias de deformación extensional en fallas antiguas, de edad jurásica (fallas extensionales que originaron a la cuenca de Cañadón Asfalto). A pesar de que distintos autores han señalado la importancia de la tectónica de desplazamiento de rumbo en la deformación de los bloques que limitan a la cuenca de Gastre (Coira et al., 1975; Dalla Salda y Franzese, 1987; Rapela, 1991; Rapela et al., 1992), no se han observado estructuras importantes con estas características (Sección 4.3). Si bien no se descarta que una inversión de estructuras previas tan compleja como la existente en esta región del antepaís, con multiplicidad de juegos y direcciones, pueda generar estructuras de con desplazamientos de rumbo, las evidencias de campo no indican una tectónica de esa naturaleza como mecanismo de formación de la cuenca de Gastre. Otros autores se han expresado de la misma manera para estructuraciones más antiguas del área (Franzese, 1988; von Gosen y Loske, 2004; Zaffarana et al., 2010; Zaffarana et al., 2011).

La zona donde se ubica la cuenca de Gastre es un área con una historia tectónica pre-cenozoica compleja, con eventos ocurridos entre el Paleozoico y el Jurásico Inferior (Franzese, 1988; Rapela y Pankhurst, 1992; von Gosen y Loske, 2004; Pankhurst et al., 2006; Zaffarana, 2011), entre el Jurásico Inferior al Cretácico Inferior (Figari y Courtade,

1993; Cortiñas, 1996; Figari et al., 1996; Figari, 2005) y en el mismo Cretácico Inferior tardío (Proserpio, 1978; Figari, 2005; Allard et al., 2011). Estas deformaciones más antiguas revisten importancia, no por ser responsables de la estructuración de la cuenca, sino por su control en la deformación más moderna (p.e. inversión de fallas normales de la Cuenca de Cañadón Asfalto; (Figari y Courtade, 1993; Figari, 2005). Muchas de estas estructuras antiguas serán las mismas que darán posteriormente origen la estructuración de la Cuenca de Gastre.

Con respecto a la edad y la duración en el tiempo de la cuenca de Gastre, diferentes propuestas fueron presentadas: Terciario inferior-Oligoceno (Dalla Salda y Franzese, 1987); Terciario con reactivaciones cuaternarias (Volkheimer, 1965; Volkheimer, 1972; Coira et al., 1975); Mioceno con reactivaciones cuaternarias (Proserpio, 1978); y Neógeno (Figari, 2005). El estudio del relleno de la cuenca de Gastre realizado en este trabajo, prueba la existencia de acumulaciones de sedimentos de hasta al menos 450 m de potencia (Figura 5.2), constituidas, además de la cobertura cuaternaria visible (Formaciones Choiquepal, Moreniyeu, Cráter y Gastre; Sección 5.3), por depósitos continentales de edad neógena (formaciones La Pava, Collón Curá y Río Negro; Figura 4.15, Sección 5.2). El análisis de la disposición estructural de estos depósitos muestra que la parte inferior de la secuencia del relleno de cuenca se encuentra deformado mientras que la otra aparece sin evidencias de deformación. Los estratos de La Formación La Pava (Mioceno Inferior más bajo a Mioceno Medio) aparecen siempre deformados (Figuras 4.7 y 5.3), a diferencia de los depósitos de la Formación Collón Curá, que sólo aparecen deformados en su tramo inferior (Mioceno Medio, pre 14,8 Ma; Figura 4.10a, sección 5.2). Esta parte de la secuencia neógena se registra tanto en el subsuelo como adosada a los bloques circundantes rotados tectónicamente, a cientos de metros por encima del piso de la cuenca (Figura 4.16). Por su parte, los depósitos de la parte media y superior de la Formación Collón Curá, así como los de las Formaciones Río Negro, Choiquepal, Moreniyeu, Cráter y Gastre se observan sin evidencias de deformación, dispuestos en

forma horizontal (Figura 5.4). Estas observaciones indicarían que la acción de la tectónica que generó la geometría final de la cuenca habría tenido lugar posteriormente a la depositación de la Formación La Pava y sincrónicamente con la depositación de la parte inferior de la Formación Collón Curá. Sobre la base de las edades conocidas de la Formación La Pava (Mioceno Inferior tardío a Mioceno Medio; Tabla 2.1), la asociación de mamíferos registrada en los depósitos sintectónicos de la parte inferior de la Formación Collón Curá (sección 5.2) y de la datación radimétrica efectuada en el primer nivel de la parte media de la Formación Collón Curá (14,8 Ma; Sección 5.2), se propone para la estructuración de la cuenca de Gastre una edad miocena media. Estas observaciones son coincidentes con alguna de las propuestas previas (Proserpio, 1978), pero no sustentarán las hipótesis presentadas por otros autores que le atribuyeron una edad más antigua, para comienzos del Terciario (Volkheimer, 1965; Coira et al., 1975; Dalla Salda y Franzese, 1987). Por otra parte, la disposición de capas en forma horizontal para el resto de la Formación Collón Cura y la cubierta plio-cuaternaria, implican que la estructuración tuvo lugar en un lapso relativamente breve y sin reactivaciones importantes.

La presencia de estructuras asociadas a conos volcánicos pleistocenos (Figura 4.4) o la exhibición de una marcada asimetría topográfica e hidrológica entre el borde norte y sur de la cuenca (Figura 4.4, Sección 4.4), podrían indicar la acción de una tectónica más moderna, tal como fuera sugerido previamente (Volkheimer, 1965; Coira et al., 1975; Proserpio, 1978). Sin embargo, los altos valores en los índices de sinuosidad de frentes montañosos y de ancho del piso-alto del valle (sección 4.4.2, y 4.4.3), junto con el desarrollo de abanicos telescópicos en todos los bordes de la cuenca (Sección 4.4.4) y la nula evidencia de escarpas de falla cuaternarias (al menos desde el Pleistoceno Inferior; Sección 4.4.5) indicarían, por comparación con otros sitios del planeta de historias tectónicas cuaternarias conocidas (Bull y McFadden, 1977; Bull, 1988; Silva et al., 2003; Bull, 2007; El Hamdouni et al., 2008; Husam Abbas Ata, 2008), una zona de actividad tectónica mínima a totalmente inactiva durante el Cuaternario (Sección 4.4.6). Estas

observaciones sugieren que si bien, durante el Pleistoceno Inferior-Medio, existió una apertura de estructuras preexistentes que permitieron la efusión de importantes cantidades de material magmático basáltico que proviene de fuentes relativamente profundas, este proceso no estuvo acompañado de movimientos relativos de bloques capaces de haber causado la reconfiguración tectónica del paisaje de la región (sección 4.4). Esto se contrapone con las evidencias de actividad neotectónica propuestas por otros autores (Volkheimer, 1965; Coira et al., 1975; Proserpio, 1978) quienes sugirieron alzamientos o hundimientos de bloques durante el Cuaternario sin presentar evidencias estructurales concluyentes. La ausencia de deformación posterior al Mioceno Medio en el área de estudio (Sección 4.4), sugiere que el origen de la asimetría observable en la cuenca de Gastre no responde a deformaciones cuaternarias sino a un basculamiento o ascenso diferencial de bloques acaecido en el Neógeno. Asimetrías similares, observables actualmente pero desarrolladas hace varios millones de años, también han sido registradas en frentes montañosos como los Pirineos (Lynn, 2005), siendo clave para su preservación condiciones climáticas áridas o semiáridas. Tales características climáticas, dominantes en la Patagonia extrandina desde el Mioceno Medio-Tardío hasta la actualidad (Hartley, 2003; Blisniuk et al., 2005), podrían ser las responsables de la conservación de esta estructuración de hace más de 14,8 millones de años.

Los datos y observaciones adquiridos en este trabajo definen a la cuenca de Gastre como una cuenca intermontana, rellena por depósitos neógenos y cuaternarios, generada en el Mioceno Medio (pre 14,8 Ma) por fallas inversas y reactivación de fallas normales preexistentes, cuyos bloques circundantes han sido preservados sin modificaciones tectónicas desde su exhumación.

6.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA DE GASTRE

Trabajos previos abordaron la cuenca de Gastre esencialmente en el análisis de las estructuras (Coira et al., 1975), o del relleno Cuaternario (Regairaz y Suivres, 1984) o como parte de del mapeo geológico regional del área (Volkheimer, 1965; Ravazzoli y Sesana, 1977; Nullo, 1978; Proserpio, 1978; Volkheimer, 1981). Si bien estos trabajos implicaron substanciales avances del conocimiento general de la región, la falta de una integración de aspectos, estructurales, sedimentológicos y geomorfológicos, sumado la complejidad geológica de la región, no aportaron una base sólida acerca de la evolución geológica de la cuenca de Gastre.

Cuando se analiza la cronología y estilo de la estructuración (Capítulo 4), y su vinculación con la variación de los ambientes y procesos sedimentarios y volcánicos que actuaron durante su relleno (Capítulo 5), se puede definir una historia evolutiva marcada por la diferente interrelación entre las variables tectónicas, climáticas, volcánicas y geomórficas que controlaron su desarrollo. Esa historia puede ser subdividida en etapas sucesivas separadas por superficies o discontinuidades que reflejan cambios importantes en la relación entre esos controles y definen cambios estructurales y estratigráficos notables. Cada etapa representa una parte de la historia en la evolución de la cuenca, que abarca desde el momento previo a su conformación hasta la configuración actual. La definición de estas etapas fue realizada a partir de cambios litoestratigráficos o, en muchos casos, por la presencia de superficies de discontinuidad regional (localizadas incluso dentro de una misma unidad litoestratigráfica). El análisis de cada una de las diferentes etapas permite no sólo describir y caracterizar en forma detallada las particularidades del relleno y de los frentes montañosos circundantes a lo largo de la evolución de la cuenca de Gastre, sino también, evaluar el papel desempeñado por los distintos controles alocíclicos.

6.2.1 Etapas en la Evolución de la cuenca de Gastre

La Cuenca de Gastre se localiza en una región del Antepaís Nordpatagónico con una compleja historia geológica previa a su estructuración y desarrollo. Entre el Paleozoico y el Mesozoico temprano, se desarrollaron cinturones magmáticos asociados a estructuras de orientaciones NW-SE (Rapela, 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; von Gosen y Loske, 2004; Pankhurst et al., 2006; Zaffarana et al., 2011). Sobre ese basamento se estructuraron posteriormente los grábenes y hemigrábenes de la cuenca de Cañadón Asfalto durante el lapso Liásico-Hauteriviano, (Figari y Courtade, 1993; Figari, 2005). Algunos depocentros de esta cuenca mesozoica permanecen hoy en el subsuelo del área de estudio, a más de 3.000 m de profundidad (Lince Klinger et al., 2011), mientras que otros aparecen, junto con bloques del basamento ígneo-metamórfico más antiguo, aflorando a 1.800 msnm. Esta importante inversión de bloques, con reactivación de fallas normales preexistentes (ver Sección 4.3), tuvo un importante desarrollo previo al origen a la cuenca de Gastre (Figari, 2005). Las evidencias de esa estructuración están dadas por bloques con capas plegadas del relleno inicial de la cuenca de Cañadón Asfalto (Formación Las Leoneras) cubiertos en discordancia por estratos de la Formación Paso del Sapo y Lefipán del Campaniano-Daniano (Anexo 1), o cubiertos en forma discordante por depósitos del Grupo Chubut del Barremiano-Cretácico Superior fuera del área de estudio (Ramos, 1999a; Figari, 2005; Allard et al., 2011). La presencia de bloques de basamento ígneo-metamórfico peneplanizados (bloque al NW de Sierra Chata, Bloque Lagunita Salada y Sierra de Mamil Choique; Sección 4.3.3 Figuras 4.11, 12), localizados en una región que estuvo fuera de la acción glacial cenozoica (Glasser et al., 2008; Rabassa, 2008; Thomson et al., 2010; Rabassa et al., 2011) son evidencia de esa tectónica pre-cenozoica, indicando que al menos estos bloques ya se encontraban exhumados previamente a la configuración neógena (Figura 6.1). La cuenca de Gastre, por lo tanto, se originó sobre un paleorelieve asociado con estructuras de inversión, que habría restringido y controlado la distribución de la ingresión marina atlántica daniana (Formaciones Paso del Sapo y Lefipán), y que habría

ETAPA 1: ESTRUCTURACIÓN REGIONAL INCIPIENTE CON VOLCANISMO EXPLOSIVO

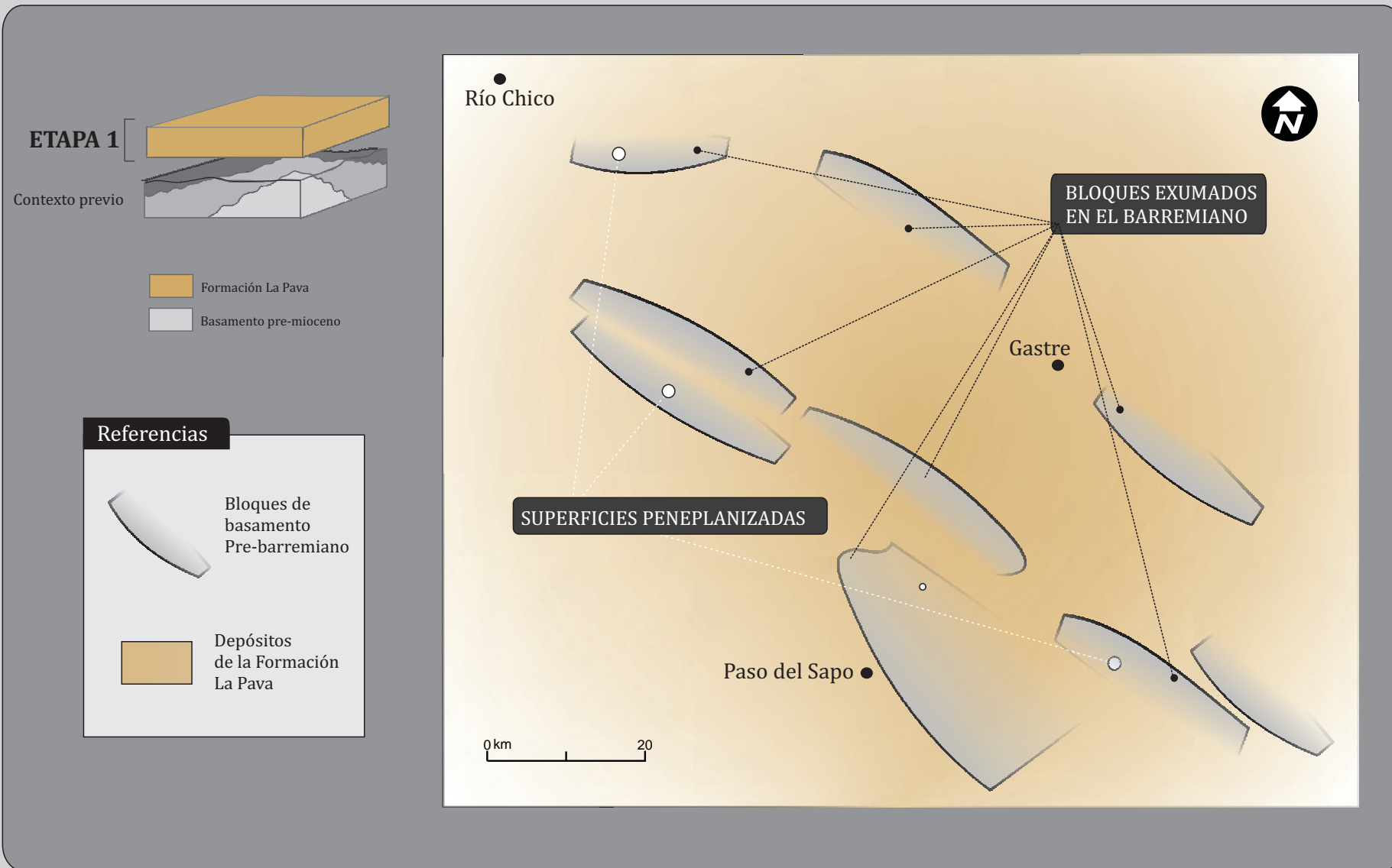


Figura 6.1. Evolución de la cuenca de Gastre. Etapa 1 (Mioceno Temprano tardío-Mioceno Medio): Estructuración regional incipiente asociada con volcanismo explosivo. Bloques exhumados durante el Barremiano exhiben superficies peneplanizadas.

derivado de la fase contraccional barremiana, registrada por la discordancia entre la Formación Cañadón Asfalto y el Grupo Chubut al sur de la Sierra de Jalalabat (Allard et al., 2011). Esta importante fase de deformación, ya identificada en los primeros trabajos regionales del área (Keidel, 1921; Stipanovic et al., 1968; Proserpio, 1978), corresponde a un importante periodo de deformación pre-neógena de los Andes (Ramos, 2009), y presenta las mismas características que las registradas a la misma longitud a los 46° de latitud sur en las sierras de la San Bernardo (Peroni et al., 1995) y a los 48° de latitud sur en el Macizo del Deseado (Ramos 2002, Giacosa et al., 2010). Estas evidencias apoyarían la propuesta efectuada por algunos autores (Folguera et al., 2011; Folguera y Ramos, 2011) acerca de la existencia de una importante deformación en zonas de intraplaca en los Andes nordpatagónicos durante el Cretácico Temprano tardío.

Durante el Eoceno, en el sector occidental de la actual cuenca de Gastre, fueron extruidos los depósitos volcánicos de la Formación Huitrera, interpretados como una migración hacia el este del volcanismo paleógeno (Rapela et al., 1983; Aragón et al., 2011). Sobre esta misma unidad, diferentes depocentros de la cuenca de Ñirihuau (Cazau et al., 1989; Spalletti y Dalla Salda, 1996; Bechis y Cristallini, 2006; Paredes et al., 2009) se desarrollaron durante el Oligoceno y Mioceno Temprano, 50 km al oeste del área de estudio. Los depósitos de esta cuenca, interpretada como una cuenca paleógena extensional (Ramos y Cortés, 1984; Cazau et al., 1989) o de *pull apart* (Spalletti y Dalla Salda, 1996) que evolucionó durante el Neógeno a una cuenca de antepaís (Bechis y Cristallini, 2006; Paredes et al., 2009), no se han encontrado en la cuenca de Gastre. La ausencia de estos depósitos en el área de estudio indicaría una desconexión entre esta cuenca y los depocentros de la cuenca de Ñirihuau, dada posiblemente por la interposición de la faja volcánica eocena (Formación Huitrera).

Síntesis: la región de la cuenca de Gastre registra una compleja historia de evolución desde el Paleozoico Inferior hasta el Mioceno Temprano. Esta historia influyó

en gran medida la forma y localización de la cuenca intermontana de Gastre, caracterizada por una localización oblicua a la cadena andina, sobre un paleorelieve definido por la existencia de bloques serranos orientados en sentido NW-SE en donde hoy se desarrollan algunos de los bordes de la cuenca.

6.2.1.1 ETAPA 1 (Mioceno Temprano tardío-Mioceno Medio) Estructuración regional incipiente y volcanismo explosivo

En distintas partes de los Andes Nordpatagónicos extrandinos, importantes manifestaciones volcánicas han sido registradas para el Mioceno Inferior-Medio, aportando grandes cantidades de material a los sistemas sedimentarios con un origen no ligado a la erosión/meteorización de rocas preexistentes (Spalletti y Dalla Salda, 1996; Mazzoni, 1997; Ramos, 1999b; Paredes et al., 2009; Franzese, 2011). Durante este periodo, el Antepaís Nordpatagónico central fue cubierto por depósitos sedimentarios volcanoclásticos, cuyos niveles iniciales fueron agrupados bajo la Formación La Pava (Mioceno Temprano tardío-Mioceno Medio; Nullo, 1978). Estos depósitos, caracterizados por presentar espesores poco potentes (menos de 8 m) presentan una amplia distribución en la región extrandina nordpatagónica, desde el sur de la Provincia de Neuquén hasta el centro de la Provincia del Chubut (Nullo, 1978; Proserpio, 1978; Cucchi, 1998). En la zona de estudio, durante esta etapa, fueron apiladas sobre un relieve preexistente heredado de la inversión pre-neógena, secuencias sucesivas de suelos con material parental volcanoclástico pertenecientes a esta unidad (Anexo 1, Sección 5.2).

El elevado grado de disturbación de las facies originales de estos paleosuelos dificulta una interpretación paleoambiental precisa de las características previas al desarrollo edáfico. Sin embargo, el elevado porcentaje de material fino volcanoclástico no asociado a granulometrías más gruesas y la presencia de icnofósiles pertenecientes a la icnofacies de *Coprinisphaera* indicarían ambientes aluviales de bajo gradiente (Sección

5.2.2.1). La importante distribución areal que presentan estos depósitos en la región, implicaría la existencia de procesos tectónicos locales o regionales capaces de generar las condiciones necesarias para su acumulación y preservación. En el área de la cuenca de Gastre no se observaron relaciones entre estos depósitos (Formación La Pava) con estructuras locales, sugiriendo que el espacio creado para su acumulación fue generado por posibles controles regionales. La presencia de estructuras contraccionales coetáneas con la Formación La Pava ha sido registrada al oeste de la cuenca de Gastre en las localidades del Bolsón y Ñorquinco (Paredes et al., 2009). De esta manera, si bien ya existía en el área de la cuenca de Gastre un paleorelieve heredado, tuvo lugar durante esta etapa inicial una estructuración incipiente regional. Se atribuye como origen posible de la misma, la generación de subsidencia por carga tectónica en respuesta a la deformación andina registrada la cordillera nordpatagónica, que permitió la generación de espacio para la acumulación y preservación de los depósitos de la Formación La Pava (Figura 6.1).

6.2.1.2 ETAPA 2 (Mioceno Medio): La estructuración de la cuenca de Gastre

En el Mioceno Medio tuvo lugar la etapa tectónica durante la que se estructuró la cuenca de Gastre. Como resultado de esta nueva configuración, fueron invertidas muchas de las fallas normales de la cuenca de Cañadón Asfalto (falla Moncho-Bandera, falla del Río Chubut, falla Laguna Salada; Anexo 1; Figuras 4.11, 4.16, 6.2), fueron reactivadas fallas inversas cretácicas (Sierra de Jalalabat, falla Gastre-Sacanana; Anexo 1; Figura 6.2) y generadas nuevas fallas inversas (Sierra del Medio, corrimiento Río Chico; Anexo 1; Figuras 4.7, 6.2). Esta deformación generó hasta 500 m de levantamiento vertical relativo y fue la causante del plegamiento y del basculamiento de los depósitos de la Formación La Pava previamente depositados (Anexo 1; Figura 6.2). La magnitud del levantamiento vertical neógeno es mucho menor que el espesor de las secuencias invertidas de la cuenca de Cañadón Asfalto (superior a los 3 km; Sección 4.3.4), lo cual indicaría que la fase

ETAPA 2: ESTRUCTURACIÓN

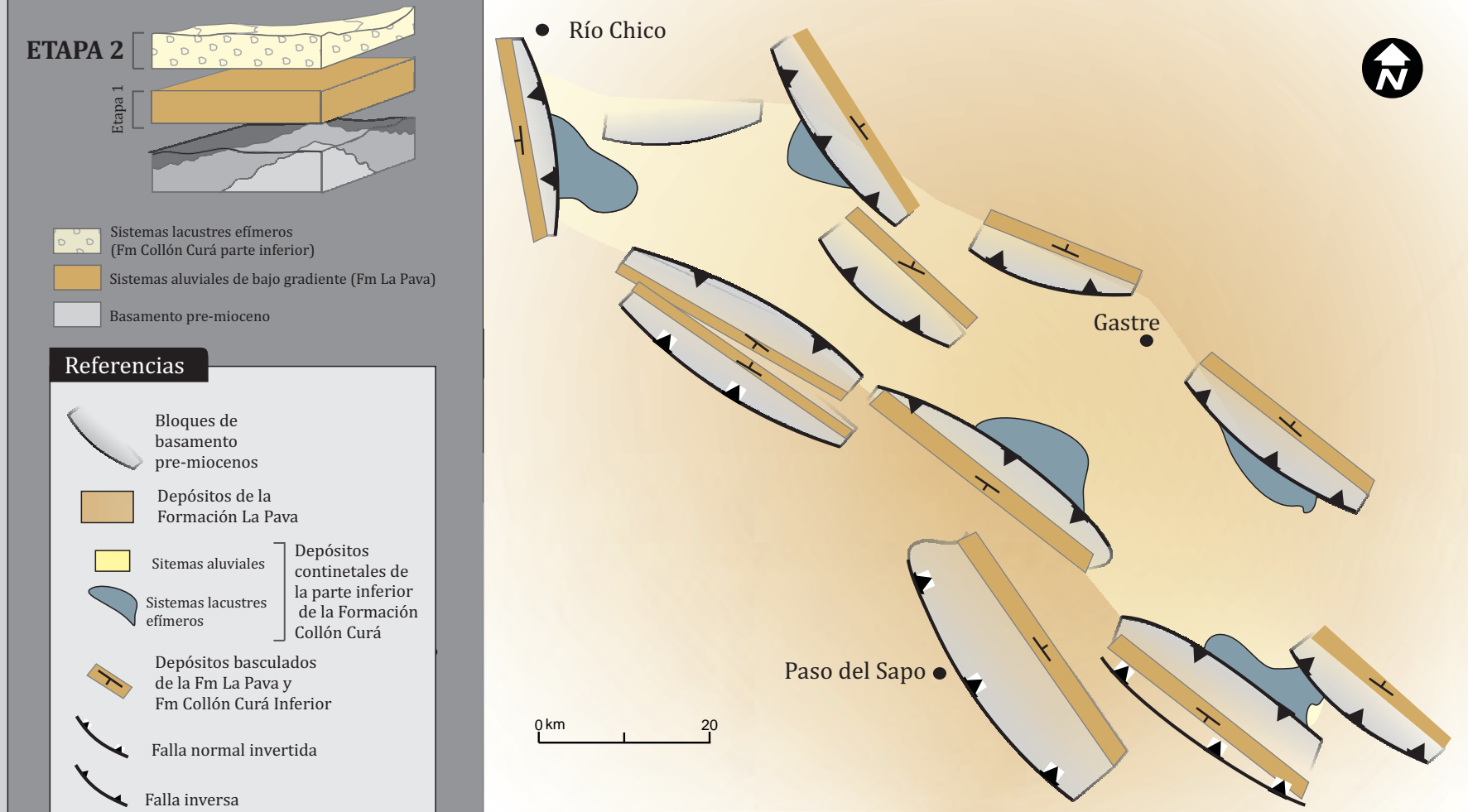


Figura 6.2. Evolución de la cuenca de Gastre. Etapa 2 (Mioceno Inferior Tardío- Mioceno Medio) Estructuración de la cuenca de Gastre. La reactivación e inversión de estructuras previas así como la generación de nuevas fallas inversas, desarrollaron levantamientos de hasta 500 m de altura de los bloques o sierras circundantes. Sistemas lacustres efimeros y sistemas aluviales fueron desarrollados en forma sincrónica con la estructuración de la cuenca.

deformacional cretácica fue de mayor envergadura que la fase deformacional neógena, siendo la principal responsable de la inversión de la estratigrafía pre-cretácica. A pesar de su menor magnitud, la deformación neógena fue la responsable de la estructuración de la Cuenca de Gastre tal como la conocemos en la actualidad, si se tiene en cuenta el carácter no tectónico de la historia plio-cuaternaria del área de estudio (Sección 4.4.6).

En forma sincrónica con la estructuración de la Cuenca de Gastre tuvieron lugar diferentes tipos de depósitos continentales desarrollados bajo una fuerte influencia volcánica. Sistemas lacustres de carácter efímero fueron generados en las márgenes de altos topográficos creados por la rotación tectónica de los bloques, a partir de los cuales se generaron flujos gravitacionales subaéreos y subácueos (sección inferior de Formación Collón Curá; Sección 5.2.1.2 y Figura 6.2), que incluyen clastos de la Formación La Pava (Sección 5.2.1.1). La ubicación de los mismos en forma horizontal en el piso de cuenca (Figuras 4.14, 5.9), así como su disposición estructural (basculados o conformando discordancias progresivas sobre bloques de basamento; Figuras 5.3, 5.8.) atestiguan la simultaneidad de su depositación con la estructuración del área y pueden ser usados como evidencia de las variaciones temporales en el levantamiento de bloques durante el periodo que representa su acumulación. El inicio de esta estructuración, sincrónica con los depósitos iniciales de la Formación Collón Curá, tuvo lugar en el Mioceno Medio, tal cual lo confirma la edad isotópica (14, 8 Ma), obtenida de los depósitos iniciales de la etapa posterior a esta fase de deformación, así como las asociaciones de mamíferos fósiles encontradas en estos niveles (Sección 5.2.1).

Síntesis: La fase de generación estructural de la cuenca de Gastre (Etapa 2) se vincula estrechamente con la inversión de depocentros de la cuenca de Cañadón Asfalto y de bloques de basamento iniciada en el Cretácico, así como con la exhumación de nuevos bloques en los que depósitos sinorogénicos, de edades coetáneas al Mioceno Medio, fueron progresivamente acumulados (Figura 6.2).

6.2.1.3 ETAPA 3 (Mioceno Medio): El relleno postdeformacional: grandes lagos bajo influencia volcánica explosiva

Una vez conformada la cuenca de Gastre se crea un importante espacio disponible para la acumulación de sedimentos que permitió, hasta el día de hoy, alojar y preservar diferentes tipos de depósitos continentales y volcánicos. El inicio de esta etapa, marcada por una edad isotópica de 14,8 Ma (Sección 5.2.1), está definido por la instalación de sistemas lacustres con deltas organizados provenientes del NE (parte media de Formación Collón Curá; Figura 5.10) que evolucionan a sistemas lacustres someros con dominio de olas (Figuras 5.11; 6.3). La potencia y características de sus depósitos presentan mayor envergadura respecto de los depósitos lacustres efímeros que los subyacen (relleno sintectónico de la Etapa 2; parte inferior de la Fm Collón Curá; Figura 5.7.), infiriendo una importante distribución de los mismos dentro de la cuenca, más allá de su localización en el extremo noroeste. Teniendo en cuenta la ausencia de restructuraciones tectónicas posteriores (Secciones 4.4.6 y 6.1.), la altura mínima de los bloques circundantes (1.050 m en la Sierra Chata; Figura 4.4.) y la cota máxima de 880 m que estos sistemas lacustres habrían alcanzado dentro de la cuenca de Gastre (Figura 5.7b2.), se descarta la posibilidad de una conexión externa de los sistemas lacustres de la cuenca. Esta observación, sumada a la amplia distribución del techo de la Formación Collón Curá en el subsuelo de la cuenca, donde gran parte del mismo se encuentra por debajo de 880 m (cota máxima de los sistemas lacustres miocenos; Figura 4.14), sugiere que estos sistemas lacustres habrían llegado a constituir un paleolago con profundidades de agua mayores a los 150 m, que ocupó gran parte de lo que hoy representa el bajo de Gastre (Figura 6.3.). La instauración de sistemas lacustres de grandes dimensiones dentro de cuencas intermontanas ha sido descrita como un fenómeno recurrente durante su evolución, con fuerte intensificación cuando existen condiciones endorreicas (Burbank, 1983; Fornari et al., 2001; Burbank y

ETAPA 3: RELLENO POSTDEFORMACIONAL-GRANDES LAGOS Y VOLCANISMO EXPLOSIVO

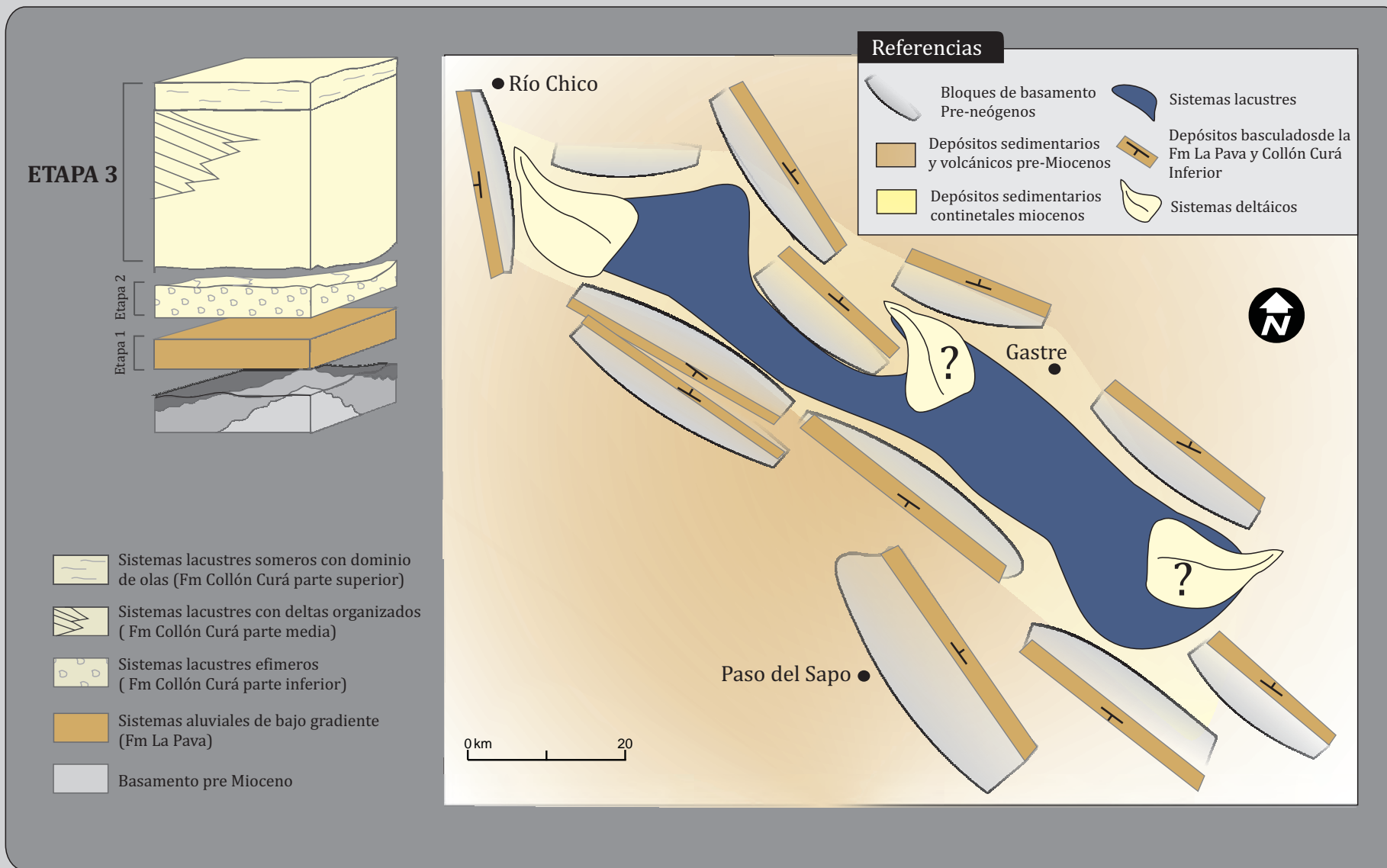


Figura 6.3. Evolución de la cuenca de Gastre. Etapa 3 (Mioceno Medio): Relleno postdeformacional con grandes lagos bajo influencia volcánica explosiva. Máxima integración de la cuenca de Gastre, determinada por el desarrollo de grandes lagos. Aparece registrada durante esta etapa una importante acumulación de sedimentos como consecuencia de la alta tasa de suministro de material volcánico.

Anderson, 2005; García-Castellanos, 2006). La edad de estos depósitos concuerda con un periodo de óptimo climático (Martínez-Pardo, 1990; Zachos et al., 2001), que en la Patagonia se caracterizó por condiciones húmedas previas al incremento de aridez del Mioceno Medio tardío a Mioceno Tardío (Blisniuk et al., 2005; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006). La importante cantidad de material volcanoclástico posiblemente haya sido acumulado, además de por los sistemas deltaicos provenientes del NE (Figura 6.3) por procesos primarios de caída de cenizas, tal como ocurre actualmente en la cuenca de Gastre, donde se registran importantes acumulaciones de ceniza a partir de erupciones volcánicas de menor magnitud que las sugeridas en el Mioceno (más de 10 cm de ceniza acumulados en la cuenca de Gastre por la erupción de octubre-noviembre de 2011 del volcán Puyehue (Bermudez y Del Pino, 2011).

Síntesis: la Etapa 3 definida para la evolución de la cuenca de Gastre aparece caracterizada, tanto por la instauración de un importante sistema lacustre (que ocupó la mayor parte de la cuenca), como por la fuerte influencia volcánica explosiva bajo la que grandes cantidades de material volcanoclástico fueron acumuladas mediante sistemas deltaicos provenientes del NE y probablemente también por procesos primarios de caída de cenizas.

6.2.1.4 ETAPA 4 (Mioceno Medio-Superior-Plioceno?): Cese del volcanismo explosivo y fin de los Grandes Lagos

El inicio de esta etapa de evolución de la cuenca de Gastre está marcado por un importante cambio en la naturaleza composicional de los sistemas sedimentarios. A partir de este momento en la evolución de la cuenca y hasta la actualidad, la naturaleza composicional de los sistemas sedimentarios tendrá características polimícticas (Figura 512.c), con muy poca participación de material piroclástico respecto de las unidades subyacentes (Figuras 5.9b3 y 5.10c3.), marcando a partir de esta etapa el cese o, al menos,

la abrupta disminución del suministro volcánico. Este momento de evolución de la cuenca también se caracteriza por un importante cambio en los sistemas sedimentarios que involucra la desaparición de los grandes sistemas lacustres que caracterizaban a la configuración anterior de la cuenca. Este proceso puede observarse con muy buenas exposiciones en la margen este del Río Chico (Figura 5.12.c). Allí se observa una importante superficie de discontinuidad labrada sobre los depósitos lacustres de la Etapa 3 (Formación Collón Curá Medio y Superior; Figura 5.7), que separa a los mismos de depósitos de abanicos distales (Formación Río Negro Inferior) generados durante esta etapa (Figura 5.4). La presencia de una incisión de estas dimensiones (hasta 30 m de profundidad y cientos de metros de ancho, Figura 5.4) labrada sobre depósitos lacustres en una zona donde no existen evidencias de actividad tectónica o de capturas de los sistemas de drenaje, implica un potencial control climático capaz de generar la desecación y erosión del paleolago desarrollado en la Etapa 3. Estas condiciones pueden asociarse a la disminución de humedad planteada con posterioridad al óptimo climático Mioceno, amplificada para esta región de los Andes por las condiciones de aridez producidas bajo el influjo de la sombra de lluvia generada por el levantamiento de la cordillera (Hartley, 2003; Blisniuk et al., 2005; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006; Compagnucci, 2011). La desecación de los sistemas lacustres habría generado, en algunos sectores, caídas de más de 100 m del nivel de base (cota del techo de la Etapa 3 a 730 msnm y cota máxima del paleolago a 880 msnm; Figura 4.14), que habrían favorecido la acomodación de los sistemas de drenaje a través del desarrollo de incisiones (Figura 5.4).

Un paleorelieve interno de la cuenca de Gastre de esta etapa, previa a la depositación de los sistemas de abanicos distales (parte inferior de la Formación Río Negro), se asemejaría a la superficie que define el mapa estructural del techo de la Formación Collón Curá (Figura 5.14). Esta observación implicaría el funcionamiento ya durante este periodo (Mioceno Medio Superior - Plioceno?) de depocentros internos a la cuenca desvinculados entre sí por sectores de cotas más elevadas (Figura 4.3.4). Por

encima de esta superficie y posteriormente al desarrollo de incisiones, se habrían depositado sedimentos de abanicos distales (Formación Río Negro Inferior; Figura 6.4). La naturaleza de las facies de los sistemas de dichos abanicos, junto con la poca participación piroclástica que presenta esta unidad de acumulación (Figura 5.12c), indicaría un carácter pasivo para este relleno, depositado en forma progresiva en una incisión labrada con anterioridad (Capítulo 5.2.1.3).

Síntesis: Esta etapa de la evolución de la cuenca aparece caracterizada por dos importantes procesos o controles alocíclicos. Por un lado el cese de suministro volcánico a los sistemas sedimentarios y por el otro, la desecación de los sistemas lacustres por las condiciones de aridez producidas bajo el influjo de la sombra de lluvia generada por el levantamiento de la cordillera. Como consecuencia, se generó una importante reconfiguración de los sistemas de drenaje mediante erosión e incisión de los depósitos de las etapas anteriores, que luego fueron cubiertos por depósitos de sistemas aluviales distales.

6.2.1.5 ETAPA 5 (Plioceno-Pleistoceno Superior): Últimas reconfiguraciones hacia la configuración actual

Posteriormente al desarrollo de los sistemas de abanicos distales (Formación Río Negro inferior), mediante superficie de discontinuidad, depósitos de sistemas fluviales entrelazados de la Formación Río Negro superior y abanicos fluviales de la Formación Choiquepal fueron rellorando el borde occidental de la cuenca (Figuras, 5.12, 5.16 y 6.5). La similitud de paleocorrientes (con sentido NNW) y composiciones registradas en estos dos sistemas sedimentarios (los sistemas fluviales entrelazados de la Formación Río Negro superior y en los depósitos de abanico fluvial de la Formación Choiquepal), sugieren una historia común, representando la depositación de un paleo Río Chico que desagotaba en el extremo NW de la cuenca de Gastre (Figura 6.5). El marcado cambio en el tamaño de los

ETAPA 4: CESE DEL VOLCANISMO EXPLOSIVO Y FIN DE LOS GRANDES LAGOS

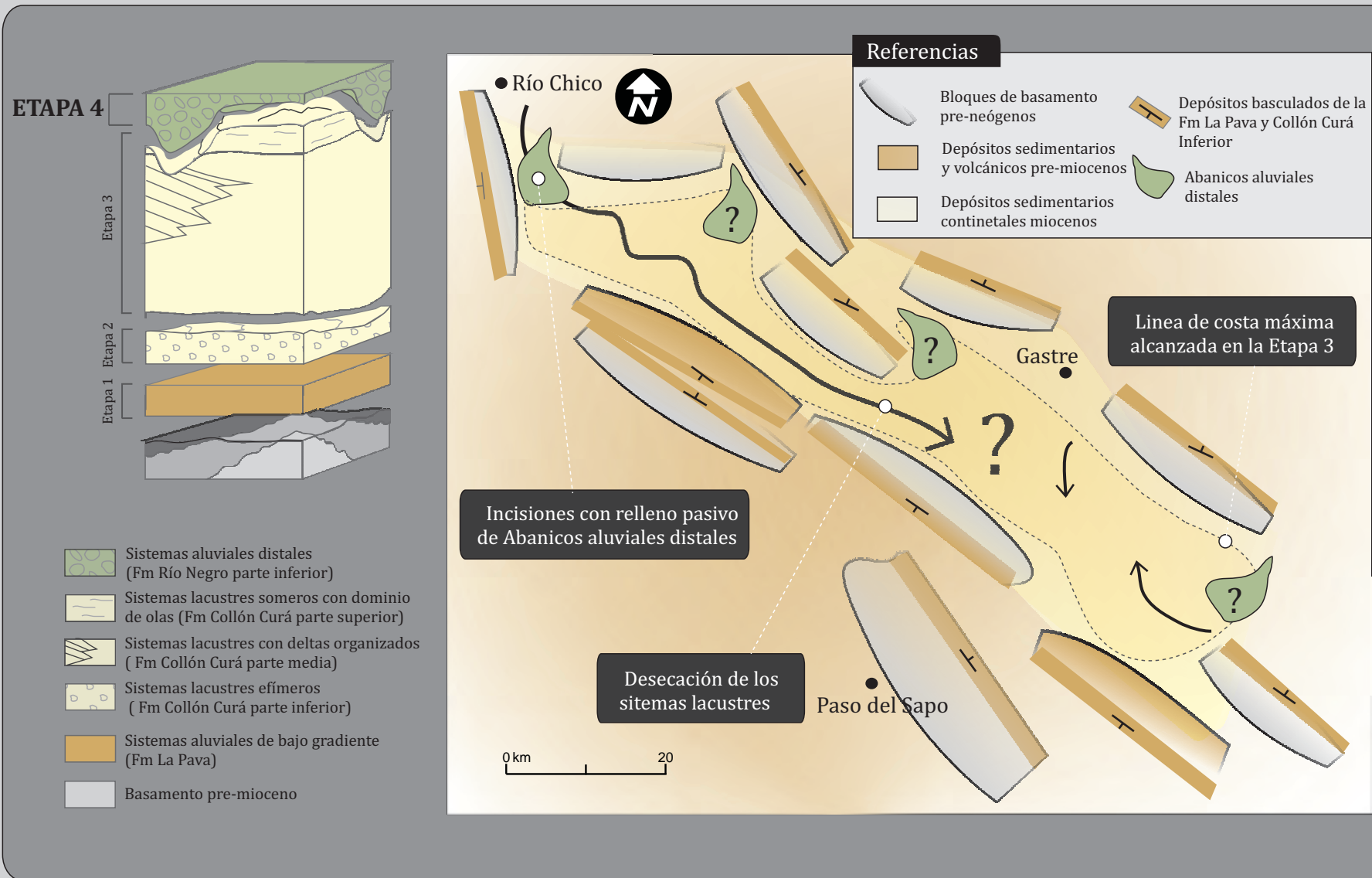


Figura 6.4. Evolución de la cuenca de Gastre. Etapa 4 (Mioceno Medio-Superior-Plioceno?): cese del volcanismo explosivo y fin de los grandes lagos. Diferentes reacomodaciones son producidas en esta etapa por los sistemas de drenaje, con desarrollo de importantes incisiones que posteriormente son rellenos en forma pasiva por sistemas aluviales distales.

sedimentos entre estos depósitos y los depósitos de la etapa anterior (Figura 5.12, Calicata 1 en Figura 5.14), junto con la importante extensión de esta superficie (mayor a 100 m de largo; Figura 5.12b) permiten definirla como una superficie de discontinuidad de importante jerarquía y distribución. Un análisis regional de la localización estratigráfica de la misma (dentro de la Formación Río Negro - Mioceno Superior-Plioceno) permite vincularla con la superficie de discontinuidad existente entre la Formación Collón Curá y la Formación Martín desarrollada 30 km al oeste de la cuenca de Gastre, la cual ha sido atribuida a reactivaciones pliocenas de corrimientos miocenos (corrimiento El Pantanoso (Giacosa y Heredia, 1999; Giacosa y Heredia, 2004; Giacosa et al., 2005). En forma sincrónica a la depositación de este paleo-Río Chico, en otras partes de la cuenca, abanicos aluviales y bajadas tuvieron un desarrollo continuo, con reacomodaciones marcadas por cambios de nivel de base, registradas por las diferentes generaciones de superficies aterrazadas (Figura 5.17b). En forma diacrónica con estos depósitos, entre 1,9 Ma y 0,23 Ma tuvo lugar el desarrollo de un campo volcánico basáltico (Formaciones Cráter y Moreniyeu: Figuras 5.13, 5.18 y 6.5), cuya efusión estuvo controlada por fracturas preexistentes (Massaferro et al., 2006). La reactivación de fracturas previas, si bien implicó reacomodamiento en el campo de esfuerzos de la región, capaz de facilitar la salida de magma de origen mantélico, no desarrolló reconfiguraciones estructurales en la conformación del paisaje, tal como ha sido presentado (Secciones 4.4 y 6.1). En un lapso sincrónico con el volcanismo tuvo lugar un importante cambio en el borde oeste de la cuenca de Gastre, generado por la reconfiguración del curso del Río Chico (Figura 6.5a3). Este río, que de acuerdo a las observaciones estratigráficas realizadas, desagotaba dentro de la cuenca a través de sistemas de ríos entrelazados y abanicos fluviales de las Formaciones Río Negro y Choiquepal (Sección 5.2.1.3 y 5.3.2.1), habría adquirido su configuración actual al haber sido capturado por el Río Chubut. Esta captura sería la responsable de generar los 100 m de incisión labrados en las márgenes actuales del el Río Chico (Figura 4.3b), permitiendo la exposición de una buena parte del relleno de la cuenca

de Gastre. Esta captura habría tenido lugar en el Plesitoceno Temprano a Medio, posterior a la depositación del abanico fluvial de mediana escala (localizado en la margen este del Río Chico) de la Formación Choiquepal.

Síntesis: Esta etapa, por tanto, es producto de importantes reconfiguraciones en los sistemas de aporte y depositación de la cuenca de Gastre. Se inicia con sistemas fluviales entrelazados y abanicos fluviales desarrollados en respuesta a reactivaciones pliocenas de estructuras localizadas al oeste de la cuenca de Gastre. Posteriormente, sistemas fluviales y aluviales sincrónicos con el desarrollo de un campo volcánico basáltico caracterizan a la mayor parte de su registro, mientras que en el borde oeste se desarrolla un importante cambio en la distribución de sus sistemas tributarios: la captura del Río Chico (Figura 6.5).

6.2.1.6 ETAPA 6 (Pleistoceno Superior - Reciente): El relleno actual de la cuenca de Gastre

Finalizado el volcanismo y ya sin aporte del Río Chico, la cuenca de Gastre inicia esta etapa con límites topográficos y áreas de drenaje muy similares a las existentes en la actualidad. Sistemas fluviales de pequeña y mediana escala tuvieron desarrollo en la zona de piedemonte (Formación Gastre), incidiendo depósitos más antiguos de carácter remanente (Formación Choiquepal; Figura 5.16). En el piso de cuenca, playas con líneas de costa asociadas y planicies aluviales (Formación Gastre) agradaron por encima de las coladas volcánicas remanentes, extruidas en la etapa anterior (Formaciones Moreniyeu y Cráter; Figuras 4.15, 5.16 y 6.6). La evolución de esta etapa está caracterizada por diferentes ascensos y descensos del nivel de base de estos sistemas continentales, tal como lo demuestran líneas de costa localizadas en posiciones lejanas de las playas actuales y hasta 40 m por encima de la misma (Figura 5.20a) o importantes incisiones en la zona de piedemonte marcadas por abanicos telescópicos (Figura 4.24). En otras cuencas

ETAPA 6: EL RELLENO ACTUAL DEL BAJO DE GASTRE

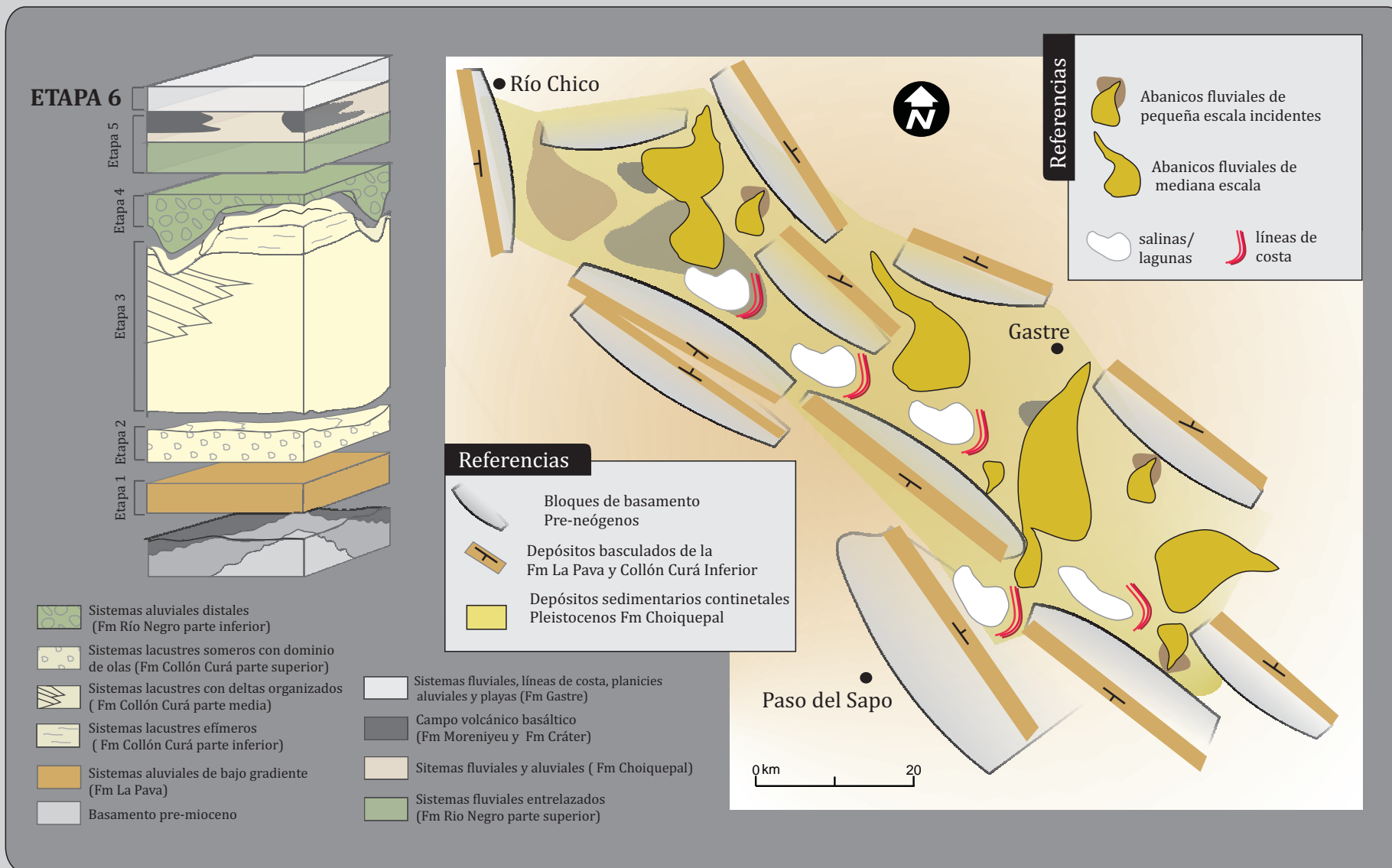
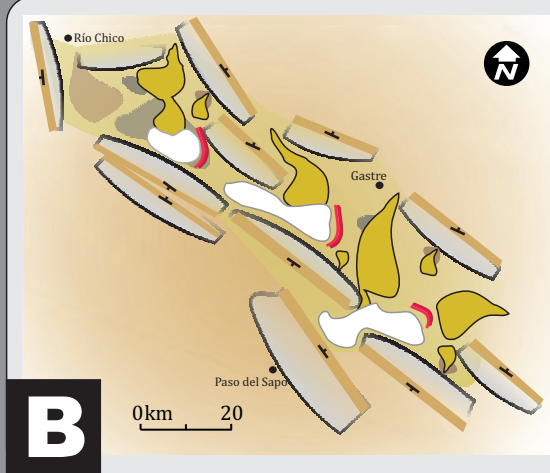
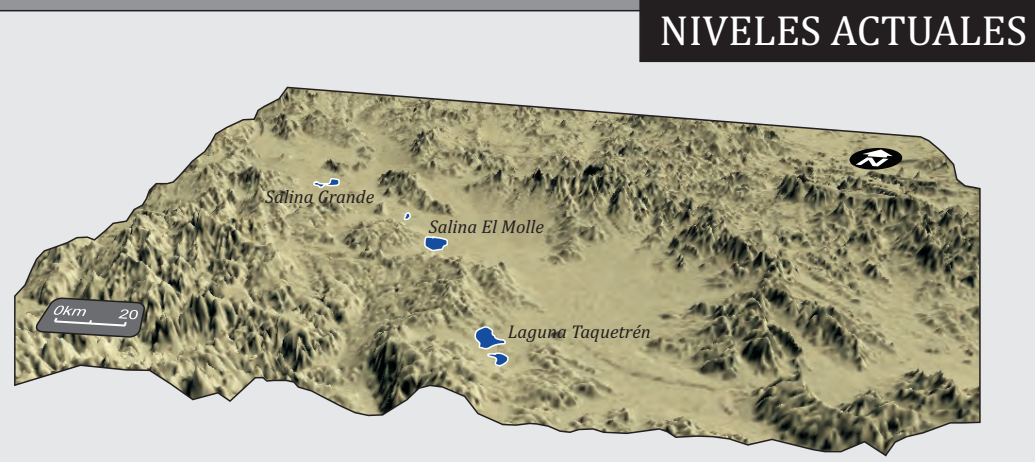
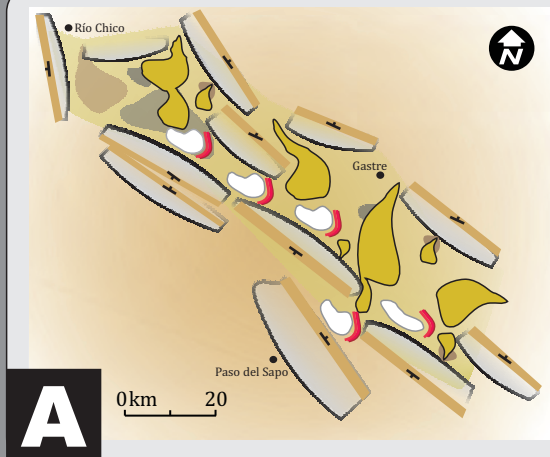


Figura 6.6. Evolución de la cuenca de Gastre. Etapa 6 (Plioceno - Pleistoceno Medio tardío): el relleno actual de la cuenca de Gastre. Cuatro grandes sistemas de abanicos fluviales provenientes del Noreste desembocan en salinas o lagunas temporales asociadas con líneas de costa. Abanicos fluviales de pequeña escala aparecen cercanos a los frentes montañosos incidiendo depósitos más antiguos.

endorreicas de la Patagonia extrandina como la Laguna Carri Laufquen (Río Negro) y el Lago Cardiel (Santa Cruz), importantes oscilaciones del nivel de base han sido registradas (hasta +55 m y +75 m de la cota actual, respectivamente), como resultado de variaciones climáticas a los 20 ka, durante el último máximo glacial y a los 10 ka, en la transición Pleistoceno-Holoceno (Galloway et al., 1988; Stine y Stine, 1990; Bradbury et al., 2001; Tatur et al., 2002; Gilli et al., 2005; Ariztegui et al., 2008; Quade y Broecker, 2009; Cusminsky et al., 2011). Los cambios observados en la cuenca de Gastre, habrían sido generados por controles alocíclicos similares a los observados en esos lagos extrandinos, producto de variaciones climáticas desarrolladas durante el máximo glacial o desglaciaciones posteriores, las cuales fueron responsables de importantes ascensos y descensos del nivel de base. El máximo nivel alcanzado, documentado por la cota 868 m en la Salina del Molle, la cota 863 m en la Salina Grande y la cota 872 m en la Laguna Taquetrén (Figura 5.20a), implicaría la existencia de cuerpos de agua con más de 40 m de profundidad, los cuales habrían integrado a muchas de las salinas o lagunas actualmente aisladas (Figura 6.7a) dentro de la cuenca (Salina del Pito con Salina del Molle; Laguna Taquetrén con sistema de salinas de Lagunita Salada) en un mismo cuerpo de agua (Figura 6.7b). La edad de este máximo nivel de agua podría correlacionarse con el máximo ascenso registrado en la Laguna Carri Laufquen, datado en 19 ka (Galloway et al., 1988).

En la actualidad la cuenca de Gastre aparece caracterizada por un sistema exorreico con vertiente atlántica (sector del Río Chico) y un sistema endorreico que constituye la mayor parte de la misma (Figura 4.3a). El sistema exorreico presenta un curso de carácter permanente tributario del Río Chubut, mientras que el sistema endorreico aparece alimentado por cursos de carácter transitorio, los cuales culminan en salinas/lagunas temporales o se desdibujan en la zona de piedemonte por infiltración (Figura 4.18). La distribución de estos sistemas transitorios permiten definir seis depocentros internos: de NO a SE: 1) Depocentro Mamil Choique, 2) Depocentro Salina

ETAPA 6: CAMBIOS DEL NIVEL DE BASE



MÁXIMOS NIVELES EN PLEISTOCENO TARDÍO - HOLOCENO

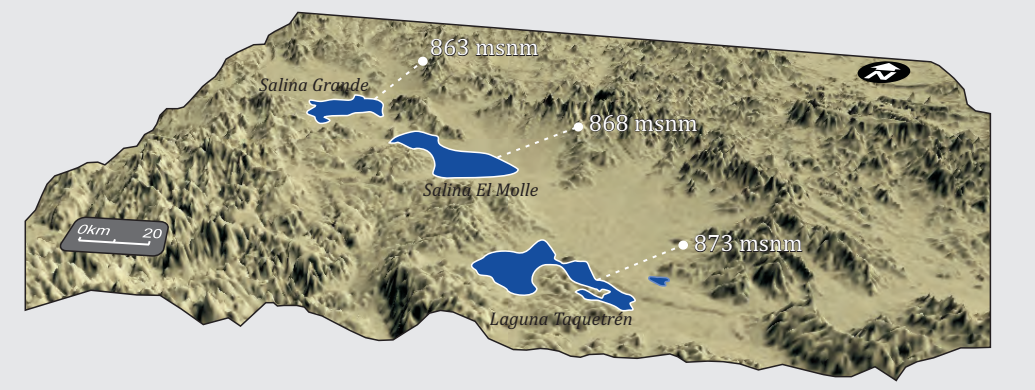


Figura 6.7. Evolución de la cuenca de Gastre. Cambios del nivel de base durante la Etapa 6 (Pleistoceno Medio tardío - Reciente). A) Niveles de base actuales. B) Niveles de base máximos alcanzados en el Pleistoceno superior-Holoceno. Notese la integración de la cuenca, a partir de cuerpos de agua de más de 30 m de profundidad.

Grande, 3) Depocentro el Pito, 4) Depocentro el Molle 5) Depocentro Gastre, 6) Depocentro Colelache (Figura 4.3a).

Síntesis: La última etapa de evolución de la cuenca de Gastre se caracteriza por la depositación de abanicos fluviales de escalas variables que desembocan en salinas o lagunas terminales asociadas con líneas de costa. Como resultado de variaciones climáticas existentes en esta etapa, tuvieron lugar diferentes grados de reconfiguración del paisaje, que involucraron incisiones en la zona de piedemonte y en el piso de cuenca la integración de muchas de las salinas o lagunas temporales actuales bajo un mismo cuerpo de agua.

6.2.2 Controles alocíclicos durante la evolución de la cuenca de Gastre

El área donde hoy se encuentra extendida la cuenca de Gastre ha sido modelada por diversos factores que condicionaron cambios en la configuración y en el paisaje, dejando huellas de su naturaleza en la morfología de los bloques circundantes y en su relleno. En especial, resulta interesante analizar aquellos factores o eventos externos a los procesos intrínsecos de los ambientes sedimentarios, tanto por la magnitud de su impacto como por su capacidad de transformación del entorno donde se desarrollan. Estos eventos externos, conocidos como controles alocíclicos, de diversa naturaleza y escala, pueden abarcar desde la captura de un sistema de drenaje hasta el alzamiento isostático regional de un segmento de los Andes.

Durante la evolución de la cuenca de Gastre se han reconocido diferentes controles alocíclicos que habrían actuado a distintas escalas y en diferentes periodos entre el Neógeno y el Cuaternario. Estos controles aparecen en forma aislada así como solapados entre sí, existiendo etapas de la cuenca de Gastre en donde más de un control alocíclico tuvo influencia en los cambios en los sistemas sedimentarios. Resulta interesante la

importancia y variabilidad que tienen estos controles alocíclicos en la cuenca de Gastre donde, a pesar de la escasa potencia de su relleno (del orden de los 450 m; [Figura 5.2](#)) aparecen registrados controles tectónicos, volcánicos, climáticos y geomórficos ([Figura 6.8](#)). Los procesos tectónicos representan tal vez el factor más importante dentro de la evolución de la cuenca ya que dieron lugar a su estructuración ([Etapa 2; Figura 6.8](#)). A pesar de la envergadura de este control, su duración representa solamente un pequeño lapso de características instantáneas en relación a la evolución general ([Sección 6.1](#)). A menor escala, su influencia puede verse asociada tanto con procesos que tuvieron lugar dentro de la cuenca durante el control de la emisión de centros volcánicos pleistocenos ([Etapa 5; Figura 6.8](#)) así como también en forma indirecta, por procesos externos a la misma. Dos etapas reflejan en forma indirecta procesos tectónicos. En la Etapa 1 durante la estructuración incipiente regional ([Sección 6.2](#)), en respuesta a la deformación andina registrada en la cordillera ([Paredes et al., 2009](#)); y en la Etapa 5 por la reactivación pliocena del Corrimiento Pantanoso en la faja plegada y corrida de Ñirihuau ([Giacosa y Heredia, 1999; Giacosa and Heredia, 2004; Giacosa et al., 2005; Figura 6.8](#)).

El clima ha tenido un control importante en la estratigrafía y evolución de la cuenca en tres etapas diferentes ([Figura 6.8](#)). Las dos de mayor envergadura ocurrieron en forma sucesiva durante la Etapa 3 y comienzo de la Etapa 4 influenciadas por el óptimo climático del Mioceno Medio ([Martínez-Pardo, 1990; Zachos et al., 2001](#)). Este período está caracterizado por condiciones húmedas previas al incremento de aridez del Mioceno Medio tardío al Mioceno Superior ([Blisniuk et al., 2005; Ortiz-Jaureguizar y Cladera, 2006](#)). Bajo la influencia del óptimo climático en la Etapa 3 se desarrolló un lago que ocupó gran parte de la cuenca ([Figura 6.3](#)). Posteriormente, durante el inicio de la Etapa 4, y ya como consecuencia del incremento de aridez en respuesta al levantamiento andino, el mismo se secó generando una configuración paleogeográfica completamente diferente ([Figura 6.4](#)). Un segundo evento que implica un control climático sobre la estratigrafía aparece registrado entre los depósitos cuaternarios de la Etapa 6 ([Figura 6.8](#)), como consecuencia

EVOLUCIÓN DE LA CUENCA: CONTROLES ALOCÍCLICOS

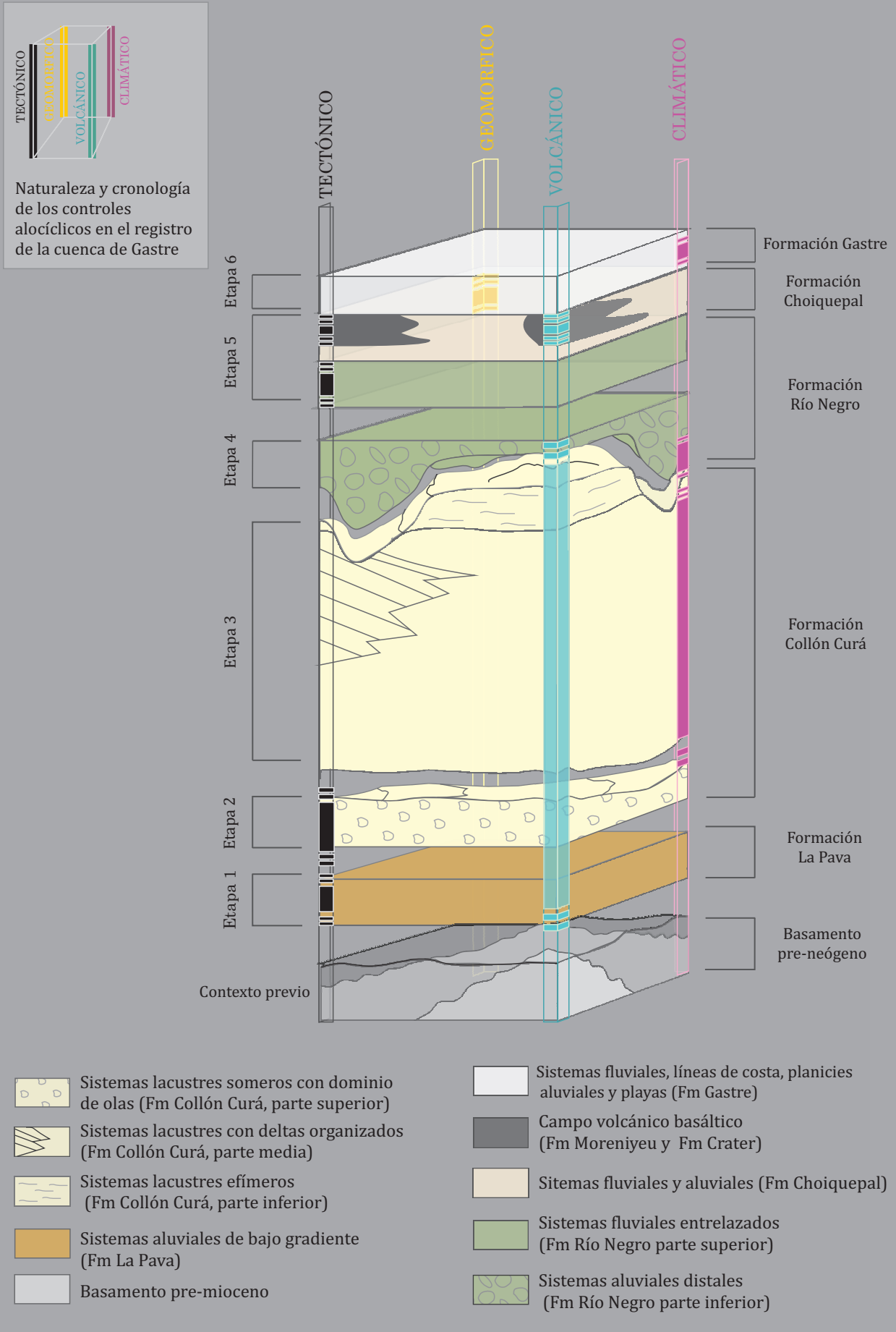


FIGURA 6.8. Columna estratigráfica del relleno de la cuenca de Gastre. Cada vértice representa un tipo de control alocíclico (geomórfico, climático, tectónico y volcánico).

de fluctuaciones climáticas ocurridas en la Patagonia extraandina durante el Máximo Glacial y la transición Pleistoceno-Holoceno (ver sección 6.2.1; Figura 6.7b).

Los controles volcánicos actuaron de dos maneras disímiles: como volcanismo explosivo y como volcanismo efusivo. Evidencias del primer tipo aparecen desde el inicio de la Formación La Pava (Etapa 1) y hasta el fin de la acumulación de la Formación Collón Curá (Etapa 3; Figura 6.8). Etapas de estas características, definidas como sineruptivas (Smith, 1991), han sido descritas en diferentes ambientes actuales (Sigurdsson et al., 2000) y pasados (Smith, 1988; Haughton, 1993; Bank y Chough, 1996; Riggs et al., 1997; Muravchik et al., 2011). En la cuenca de Gastre, más del 65 % del relleno que la compone (~300 m) está caracterizado por depósitos sineruptivos (Sección 5.2), depositados en menos de 5 Ma (estimado con edades isotópicas de este trabajo y edades mínimas de otros autores para la Formación Collón Curá; véase Tabla 2.1). El 33% restante (150m) fue depositado en un lapso superior a los 10 Ma (Figura 5.2). Además del marcado incremento de agradación influenciado por el volcanismo, importantes y contrastantes efectos pueden ser generados por este control alocíclico cuando se produce el cese del volcanismo. Altas tasas de erosión e incisión son registradas al finalizar el suministro de material volcánico, producto de la tendencia de los sistemas de drenaje de buscar las condiciones de equilibrio pre-eruptivas (Smith, 1991). En la cuenca de Gastre, el cese del control volcánico coincide con una importante superficie erosiva (discontinuidad entre la Formación Collón Curá y la Formación Río Negro; Figura 5.4) cuyo origen se vincula a controles climáticos producidos durante el Mioceno Medio Tardío al Mioceno Superior. Esta observación permite asociar entre sí los controles climáticos y volcánicos, sugiriendo que el cese del suministro piroclástico potenció los efectos producidos por el clima. Con menor impacto en el registro de la cuenca, un segundo periodo controlado por volcanismo efusivo tuvo desarrollo en el Pleistoceno durante la Etapa 5 (Figura 6.8). En comparación con el evento volcánico explosivo del Mioceno, este episodio presenta muy poca interacción con los sistemas sedimentarios epiclásticos coetáneos o posteriores, sin

resultar una fuente importante en el suministro clástico de los mismos. Solamente se observan interacciones del tipo barrera, en donde los sistemas sedimentarios ven modificados sus recorridos al toparse con los sistemas volcánicos (Figura 5.16).

Por su parte, la acción de procesos geomorfológicos de magnitud que puedan contribuir a modificar la evolución del relleno de la cuenca aparece representado por un evento puntual dentro de la evolución de la cuenca de Gastre, que se habría registrado en el Pleistoceno a partir de un fenómeno de captura por parte del Río Chubut durante el transcurso de la Etapa 5 (Figura 6.8). Probablemente, un tributario del mismo capturó por erosión retrocedente de sus cabeceras a un antiguo Río Chico que desagotaba dentro de la cuenca (Figuras 4.3, 6.5). Las bajas alturas de la zona de divisoria, compuesta por bloques de volcanitas paleocenas, y las importantes diferencias de cota entre la cuenca de Gastre y la cuenca del Río Chubut (más de 400 m) resultaron propicias para el desarrollo de esta captura (Figura 4.4). La no vinculación de la misma con procesos tectónicos permite clasificarla como una captura *s.s.* o *piracy* (*sensu* Bishop, 1995). Este fenómeno generó tres profundos cambios en la dinámica de la zona de estudio. Primero, el desarrollo de un sistema de drenaje exorreico que atraviesa transversalmente la cuenca y posee conexión atlántica. Segundo, el cese de un importante suministro clástico que anteriormente acumulaba el Río Chico dentro del bajo de Gastre. Tercero, la generación de importantes incisiones de casi 100 metros de profundidad, que expusieron gran parte del relleno de la cuenca (Figura 4.3).

En síntesis, importantes evidencias de controles alocíclicos aparecen en el registro sedimentario de la cuenca de Gaste, con ejemplos de tipo tectónico de pequeña y gran escala, climáticos, volcánicos explosivos y efusivos y geomórficos de tipo captura o *piracy*. Como consecuencia de la acción de estos controles, tuvieron lugar a lo largo de la evolución de la cuenca, diferentes integraciones entre los depocentros internos. En la Etapa 3 (Mioceno Medio), durante el máximo ascenso del paleolago bajo la influencia de

controles climáticos, toda la cuenca estuvo integrada en un solo depocentro (Figura 6.3), mientras que en la Etapa 4 (Mioceno Medio-Superior-Plioceno) también bajo la influencia de controles climáticos, algunos depocentros estuvieron desvinculados (Gastre y Colelache; Figura 4.14). En la Etapa 4 (Pleistoceno), previa a la captura del Río Chico, el depocentro Mamil Choique junto con el actual sistema exorreico conformaban un solo depocentro sin salida al Atlántico (sección 6.2.1). En la última etapa de la evolución de la cuenca (Etapa 6) también se dieron condiciones de integración donde, durante el máximo ascenso de agua registrado, depocentros como el Molle y el Pito o Gastre y Colelache se encontraban integrados compartiendo una misma historia depositacional (Figura 6.7b).

6.3 La cuenca de Gastre en el Contexto de los Andes Nordpatagónicos

Depósitos miocenos sinorogénicos equivalentes a los descritos para la cuenca de Gastre han sido registrados en otras áreas del Antepaís Nordpatagónico, en situaciones alejadas del frente de deformación (Volkheimer, 1964; Volkheimer, 1965; Lesta y Ferello, 1972; Volkheimer, 1973b, a; Uliana y Robbiano, 1974; Ravazzoli y Sesana, 1977; Proserpio, 1978; Rabassa, 1978; Coira, 1979; Nullo, 1979; Bondesio et al., 1980; Volkheimer, 1981; Cazau et al., 1989; Cucchi, 1998; Nullo y Combina, 2011). Estos depósitos presentan una amplia distribución areal desde el sur de la Provincia del Neuquén hasta el centro de la Provincia del Chubut, dispuestos en forma de depocentros irregulares limitados por bloques de basamento pre-neógenos (Figura 6.9a). En la cuenca de Gastre la mayor distribución de los depósitos neógenos (Formaciones La Pava y Collón Curá) aparece mayormente en el subsuelo cubierto por material cuaternario (Figura 4.14). Esta situación, también es observada en la cuenca de Ñirihuau (Cazau et al., 1989; Spalletti y Dalla Salda, 1996; Giacosa y Heredia, 2004) y en la de Pilcaniyeu (Rabassa, 1978) e incluso en otras cuencas tales como las de Ingeniero Jacobbacci, y Gan Gan, en donde las exposiciones superficiales de depósitos neógenos (Formaciones La Pava y Collón Curá) solamente se observan en los bordes de los bloques que los delimitan o en lugares de importante incisión fluvial (Volkheimer, 1973a; Coira, 1979).

La distribución de depocentros neógenos, con depósitos iniciales deformados por procesos tectónicos (Formación La Pava y parte inferior de la Formación Collón Curá), aislados por bloques de basamento pre-miocenos y cubiertos por depósitos cuaternarios, parece caracterizar no sólo a la cuenca de Gastre sino a distintas depresiones intermontanas del antepaís nordpatagónico (Figura 6.9a). La característica pre-cinemática de la Formación La Pava en la cuenca de Gastre puede ser extendida a todo el sector extrandinio, desestimando el origen del basculamiento de sus estratos como respuesta a

COMPARTIMENTALIZACIÓN NEÓGENA DEL ANTEPAÍS NORDPATAGÓNICO

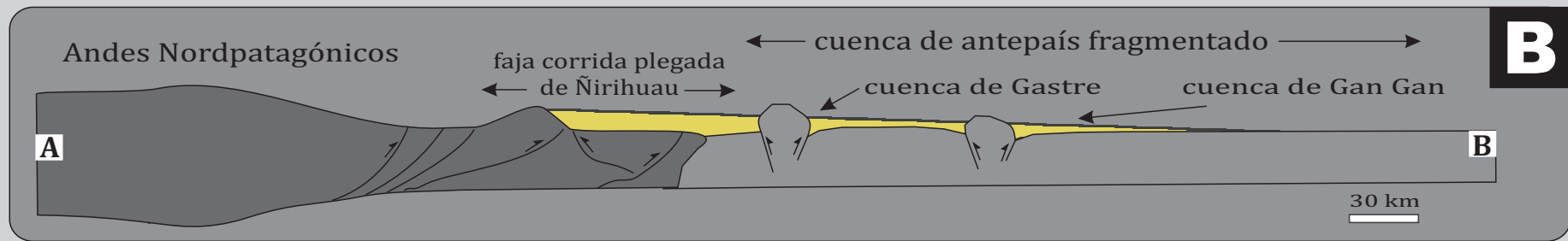
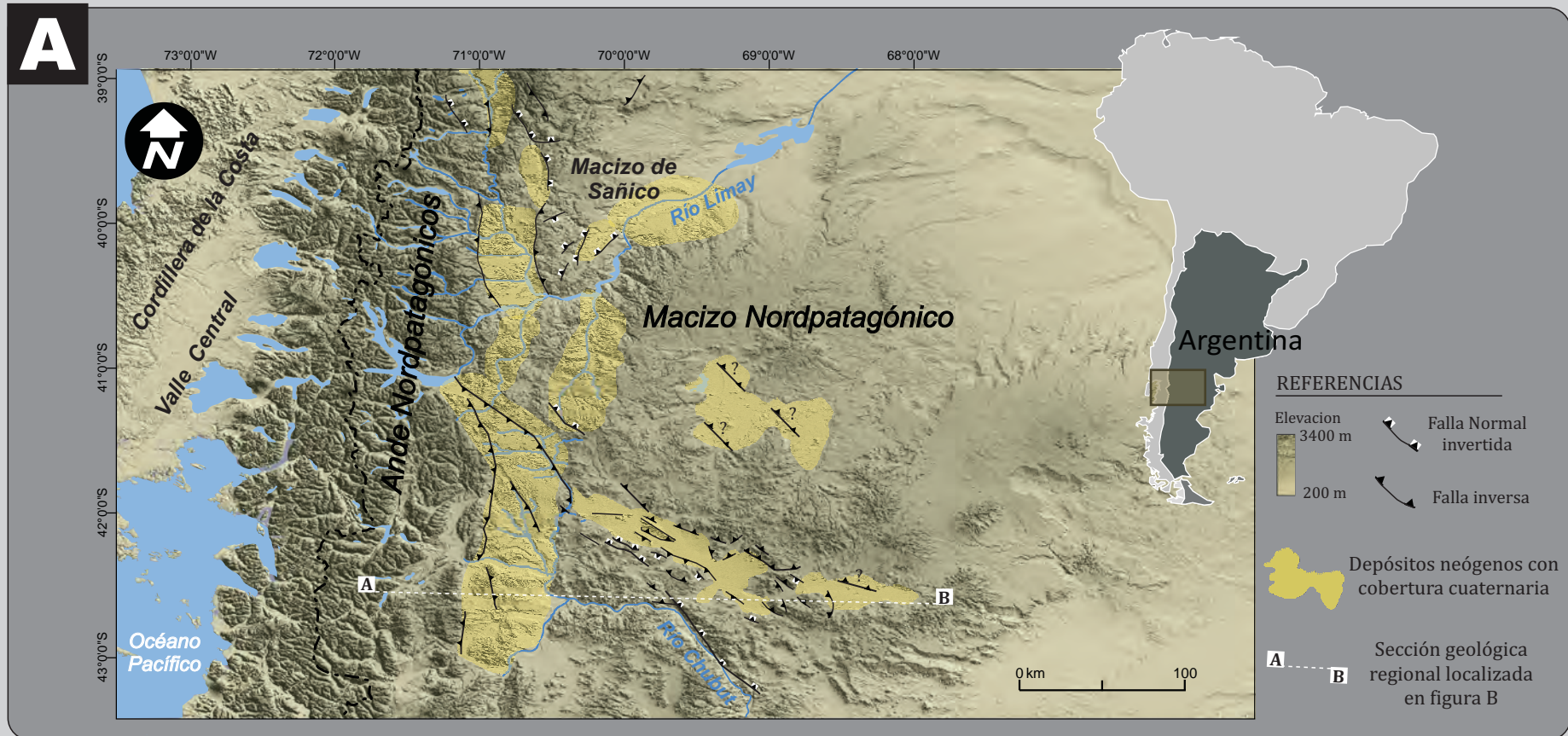


FIGURA 6.9 Compartimentalizaciones neógenas del antepaís nordpatagónico. A: Modelo digital de elevación con localización de depósitos neógenos-cuaternarios y estructuras neógenas asociadas. Modificado de Figari 2005, Giacosa et al 2005, Franzese et al 2007, D'Elia 2010, Franzese et al 2011, Morabito y Ramos 2011 y Sagripanti et al 2011. B: Transecta esquemática transversal a las cuencas de Gastre y Gan Gan. Sin escala vertical

procesos sedimentarios primarios, tal como fuera anteriormente argumentado (Uliana y Robbiano, 1974; Coira, 1979; Bondesio et al., 1980; Cazau et al., 1989; Cucchi, 1998).

Las evidencias registradas en Gastre e interpretadas de otras áreas del antepaís extraandino, implican el levantamiento e inversión de bloques durante la depositación de la Formación La Pava y la Formación Collón Curá, dentro de la propia intraplaca, muy lejos del margen de subducción andino (Figura 6.9b). Este escenario, presenta las mismas características que las observables hoy en el segmento de subducción plana de los Andes Centrales (Isacks et al., 1982; Jordan et al., 1983; Jordan y Allmendinger, 1986; Dávila et al., 2004; Ramos y Folguera, 2009; Hain et al., 2011) y en otros segmentos orogénicos tales como en la cordillera de Thian Shan (Asia) (Burbank et al., 1999; Sobel y Strecker, 2003), o dentro del propio antepaís nordpatagónico durante el Cretácico (Figari, 2005; Folguera y Ramos, 2011) y las observadas en los Laramides durante el Cretácico-Eoceno (Jordan y Allmendinger, 1986; Davis et al., 2009). Las evidencias aportadas en este trabajo indican que la cuenca de Gastre, localizada en el Antepaís Nordpatagónico y estructurada por corrimientos de piel fina y gruesa que reactivaron estructuras preexistentes, y rellena por diferentes tipos de depósitos continentales (sistemas lacustres, fluviales, aluviales) representa parte de un antepaís fragmentado o *broken foreland basin* desarrollado durante el Mioceno Medio previamente a los ~14,8 Ma (Figuras 6.9a, b). La deformación miocena correlacionable con deformaciones coetáneas de áreas vecinas tales como la cuenca de Ñirihuau (16-17 Ma; Giacosa y Heredia, 1999; Giacosa y Heredia, 2004; Giacosa et al., 2005), Collón Curá (18-6 Ma; Folguera y Ramos, 2011), Piedra del Águila (<21-13.8; D'Elia 2010) y Sierras de San Bernardo (16.3-9 Ma; Peroni et al., 1995; Guillaume et al., 2009), implicaría que este antepaís fragmentado abarcaría a los Patagónides (Precordillera Patagónica y norte de la Sierra de San Bernardo) y parte del Macizo de Somuncura (Figura 6.9a). Las edades registradas en la cuenca de Gastre (Sección 5.2), algo más modernas que las registradas en la faja plegada y corrida de Ñirihuau (Giacosa y Heredia, 1999; Giacosa y Heredia, 2004; Giacosa et al., 2005) sugieren que la fase deformacional que estructuró a la

cuenca de Gastre representaría la fase final de la tectónica que dio origen a la deformación neógena de la faja plegada y corrida de Ñirihuau. Esta reconfiguración posiblemente haya afectado y controlado a la ingesión marina atlántica del Mioceno Medio, la cual aparece menos desarrollada hacia adentro del antepaís nordpatagónico respecto de la ingesión atlántica del Mioceno Temprano (Malumián y Náñez, 2011).

El levantamiento de los Andes a lo largo de su historia y la evolución de su antepaís, es el resultado de una compleja interacción entre diversos procesos tectónicos de primer orden: a) propios de la dinámica del margen convergente y la zona de subducción (edad de la placa subducida, dinámica de acoplamiento y geometría; Isacks, 1988; Gephart, 1994; Folguera y Ramos, 2001; Hindle et al., 2002; Ramos et al., 2002; Yáñez y Cembrano, 2004; Somoza y Ghidella, 2005; Stern, 2011); b) propios de la tasa de movimiento absoluto de la placa Sudamericana (Silver et al., 1998); c) propios de la configuración del antepaís tales como la naturaleza de la litosfera y el manto involucrados o la existencia de debilidades corticales preexistentes (Allmendinger et al., 1983; Kay et al., 1994; Allmendinger et al., 1997; Coutand et al., 2001; Ramos et al., 2002; Garziona et al., 2006; Garziona et al., 2008; Guillaume et al., 2009); d) propios de los procesos e interacciones derivados de factores exógenos tales como el clima y las glaciaciones (Lamb y Davis, 2003; Harvey, 2005; Hilley et al., 2005; Strecker et al., 2007; Thomson et al., 2010).

Los trabajos efectuados en segmentos andinos actuales donde aparecen desarrollados antepaíses fragmentados, Pampeano (27°S-33° 30'S) y Peruano (5°S-14°S), indican como responsable de este fenómeno a la horizontalización prolongada de la placa subducida junto con debilidades corticales preexistentes (Barazangi e Isacks, 1979; Pilger, 1981; Jordan et al., 1983; Ramos et al., 2002; Siame et al., 2005; Mora et al., 2006; Ramos y Folguera, 2009). Estos segmentos de bajo ángulo de subducción o *flat slabs* también han sido utilizados como análogos para explicar variaciones tectomagáticas antiguas,

habiéndose definido numerosos *flat slabs* fósiles andinos (James y Sacks, 1999; Kay et al., 1999; Kay et al., 2006; Kay y Coira, 2009; Ramos y Folguera, 2009; Folguera et al., 2011; Folguera y Ramos, 2011). Recientemente, para la misma zona donde aparece el antepaís fragmentado del que forma parte la cuenca de Gastre, algunos autores indican la presencia de un segmento de subducción horizontal durante el Mioceno Medio a Superior (Huechulafquen *flat-slab*; 17 a 5 Ma; Folguera et al., 2011; Folguera y Ramos, 2011). Las evidencias de contracción en el propio antepaís, con exhumación de bloques de basamento, apoyaría la propuesta de estos autores, aunque sobre la base de las edades de deformación registradas, se propone una extensión temporal no más joven que ~14, 8 Ma.

Si bien existe acuerdo en que la deformación contraccional del antepaís está dada como consecuencia de una mayor fricción o acople entre placas producto de la horizontalización de la losa inferior, las causas que generan este fenómeno representan un activo tema de debate. Dos teorías principales coexisten, respaldadas ambas por modelos geofísicos, geológicos, analógicos y matemáticos:

- El sobrecorrimiento de la Placa Sudamericana por sobre la Placa de Nazca como consecuencia de su deriva respecto de la dorsal centro oceánica (Cross y Pilger, 1982; Vlaar, 1983; Silver et al., 1998; van Hunen et al., 2002, 2004; Ramos 2010)
- La subducción de anomalías de baja densidad tales como altos batimétricos, dorsales asísmicas, *plateau* oceánicos o cadenas de islas. (Pilger, 1981; Nur and Ben-Avraham, 1983; Gutscher et al., 1999; Gutscher et al., 2000; Kay y Mpodozis, 2002; Yáñez y Cembrano, 2004; Martinod et al., 2005; Espurt et al., 2008; Martinod et al., 2010)

Algunos autores también plantean sinergias entre ambos modelos indicando que los procesos registrados en ambas teorías son necesarios (Vlaar, 1983; Espurt et al., 2008). Discernir cuál de los procesos de estas teorías presenta mayor relevancia en segmentos

actuales, donde las principales variables son conocidas (velocidad de movimiento de las placas o dimensiones de las dorsales subducidas), es complejo, más aún lo es al tratarse de segmentos de subducción horizontal fósiles. Ambos procesos podrían haber sido responsables de la generación de un segmento de subducción horizontal durante el Mioceno Medio, el cual desarrolló el antepaís fragmentado nordpatagónico del que forma parte la cuenca de Gastre.

7.

CONCLUSIONES

7. CONCLUSIONES

La cuenca de Gastre es una cuenca intermontana endorreica o bolsón de orientación NW- SE localizada en el antepaís nordpatagónico.

Su marcada disposición oblicua a la cadena andina es consecuencia de las heterogeneidades existentes en el sustrato de la región, caracterizada por importantes eventos deformacionales pre-neógenos.

Sus límites aparecen asociados con la generación y la reactivación de fallas inversas y la inversión de fallas normales preexistentes asociadas con atajos de bloque bajo y pliegues.

A pesar de que distintos autores han señalado la importancia de la tectónica de desplazamiento de rumbo en la deformación de los bloques que limitan a la cuenca, no se han observado estructuras importantes con estas características.

La cuenca de Gastre presenta estructuras con doble vergencia cuyas disposiciones al norte y sur de la misma definen, por debajo del área central de la cuenca de Gastre, una geometría similar a una zona triangular.

Subyaciendo a los depósitos cuaternarios, se localizan depósitos neógenos como parte del relleno y, más en profundidad, potentes espesores de la cuenca de Cañadón Asfalto que actuarían como basamento de la cuenca junto con rocas ígneo-metamórficas más antiguas.

La estructuración principal habría tenido lugar en un lapso relativamente breve durante el Mioceno Medio, previamente a los $14,86 \pm 0,13$ Ma, sin reactivaciones posteriores.

La cuenca de Gastre representa una zona de actividad tectónica mínima a totalmente inactiva durante el Cuaternario, y sus bloques circundantes han sido preservados sin modificaciones tectónicas desde su exhumación miocena.

La cuenca de Gastre presenta un relleno neógeno-cuaternario continental constituido por unidades las neógenas como la Formación La Pava, la Formación Collón Curá y la Formación Río Negro y unidades cuaternarias como la Formación Choiquepal, la Formación Moreniyeu, la Formación Cráter y la Formación Gastre (*nov. nom.*).

Se propone la unidad Formación Gastre para agrupar a los depósitos sedimentarios asociados a los sistemas de drenaje actual, localizados dentro de la cuenca de Gastre.

La evolución de la cuenca de Gastre es el resultado de la interacción entre controles alocíclicos tectónicos, climáticos, volcánicos y geomórficos que predominaron unos sobre los otros en diferentes tiempos durante su evolución.

La evolución miocena a actual de la cuenca de Gastre puede ser subdividida en seis etapas: Etapa 1 (Mioceno Temprano tardío - Mioceno Medio); estructuración regional incipiente asociada con volcanismo explosivo; Etapa 2 (Mioceno Medio); estructuración de la cuenca de Gastre; Etapa 3 (Mioceno Medio); relleno postdeformacional con grandes lagos bajo influencia volcánica explosiva; Etapa 4 (Mioceno Medio-tardío - Plioceno); cese del volcanismo explosivo y fin de los grandes lagos; Etapa 5 (Plioceno - Pleistoceno Medio tardío); últimas reconfiguraciones hacia un contexto actual; Etapa 6 (Pleistoceno Medio tardío - Reciente); el relleno actual de la cuenca de Gastre

La cuenca de Gastre representa parte de una cuenca de antepaís fragmentado o *broken foreland basin* desarrollado durante el Mioceno Medio previamente a los ~14,8 Ma durante la fase final de la tectónica que dio origen a la deformación neógena de la faja plegada y corrida de Ñirihuau.

Se vincula la generación del antepaís quebrado con un segmento de subducción horizontal (Huechulafquen *flat-slab*) generado por el sobrecorrimiento de la placa Sudamericana por sobre la placa de Nazca y/o por la subducción de anomalías de baja densidad en tiempos miocenos.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFÍA

- Al-Farraj, A. y Harvey, A.M., 2000. Desert pavement characteristics on wadi terrace and alluvial fan surfaces: Wadi Al-Bih, U.A.E y Oman. *Geomorphology*, 35: 279-297.
- Allard, J.O., Giacosa, R. y Paredes, J.M., 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. En: Leanza et al. (Editores), XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén pp. 988-989.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. y Isacks, B.L., 1997. The evolution of the altiplano-puna plateau of the central andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1): 139-174.
- Allmendinger, R.W., Ramos, V.A., Jordan, T.E., Palma, M. y Isacks, B.L., 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina. *Tectonics*, 2(1): 1-16.
- Aragón, E.; D'Eramo, F.; Castro, A.; Pinotti, L.; Brunelli, D.; Rabbia, O.; Rivalenti, G.; Varela, R.; Spakman, W.; Demartis, M.; Cavarozzi, C.E.; Aguilera, Y.E.; Mazzucchelli, M.; Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics*, 509(3-4): 218-237.
- Aragón, E., Gonzáles, P.D., Aguilera, Y.E., Cavarozzi, C. y Llambías, E.J., 2000. Andesitas Alvar: volcanismo alcalino jurásico en le área de Paso del Sapo, provincia del Chubut. . *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 44-58.
- Ardolino, A.A., Lizuain, A. y Salani, F., 2004. Mapa Geológico de la Hoja 43-69 - II, Gan Gan, 1:250.000, provincia del Chubut. Segemar.
- Ariztegui, D., Anselmetti, F.S., Gilli, A., Waldmann, N.S. y Rabassa, J., 2008. Late Pleistocene Environmental Change in Eastern Patagonia and Tierra del Fuego. A Limnogeological Approach, *Developments in Quaternary Sciences*. Elsevier, pp. 241-253.
- Azor, A., Keller, E.A. y Yeats, R.S., 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain–Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 114: 745–753.
- Bakker, J.G.M., Kleinendorst, T.W. y Geirnaert, W., 1989. Tectonic and sedimentary history of a late Cenozoic intramontane basin (The Pitalito Basin, Colombia). *Basin Research*, 2(3): 161-187.
- Bank, J.J. y Chough, S.K., 1996. An interplay of syn- and inter-eruption depositional processes: the lower part of the Jangki Group (Miocene), SE Korea. *Sedimentology*, 43: 421–438.
- Barazangi, M. y Isacks, B.L., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57(3): 537-555.
- Bechis, F. y Cristallini, E.O., 2006. Inflexiones en estructuras del sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Serie : Publicación Especial*, 6: 18-25.
- Beeskow, A.M., Del Valle, H.F. y Rostagno, C.M., 1987. Los sistemas Fisiográficos de la región Árida y Semiárida de la Provincia de Chubut. *Secretaría de Ciencia y Técnica, Regional Patagonia, San Carlos de Bariloche*.
- Bell, C.M., 2009. Quaternary lacustrine braid deltas on Lake General Carrera in southern Chile. *Andean Geology*, 36(1): 15.
- Bermudez, A. y Del Pino, D., 2011. La actividad del Complejo Volcánico Puyehue – Cordón Caulle y Su Impacto Sobre El Territorio de La República Argentina. Segundo Informe. Informe preliminar. CONICET, Neuquén.
- Bertels-Psotka, A., 2000. Ostracoda (Arthropoda, Crustacea) of limnic habitat of the Collon Cura Formation, Chubut Province, Argentina. *Ostracodos (Arthropoda, Crustacea) de habitat limnico de la Formación Collon Cura, provincia del Chubut, Argentina. Ameghiniana*, 37(1): 39-45.
- Bhattacharya, J.P., 2006. Deltas. En: H.W. Posamentier and R.G. Walker (Editores), *Facies model revisited*. SEPM Special Publication, pp. 237-292.
- Bishop, P., 1995. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, 19(4): 449-473.
- Blair, T.C., 1999a. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 913-940.
- Blair, T.C., 1999b. Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, 46: 941-965.
- Blair, T.C. y Bilodeau, W.L., 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16: 517-520.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G., 1992. The Trollheim alluvial fan facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin* 104: 762-769.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G., 1994a. Alluvial fan processes and forms. En: A.D. Abrahams and A.J. Parsons (Editores), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman y Hall, London, pp. 354-368.
- Blair, T.C. y McPherson, J.G., 1994b. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. . *Journal of Sedimentary Research*, 64(3): 450-489.

- Blair, T.C. y McPherson, J.G., 2008. Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies models. *Sedimentology* 55: 579-615.
- Blisniuk, P.M., Stern, L.A., Chamberlain, C.P., Idleman, B. y Zeitler, P.K., 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(1-2): 125-142.
- Bondesio, P., Rabassa, J., Pascual, R., Vucetich, M.G. y Scillato-Yane, G.J., 1980. La Formación Collon Cura de Pilcaniyeu Viejo y sus alrededores (Rio Negro, República Argentina). Su antigüedad y las condiciones ambientales según su distribución, su litogénesis y sus vertebrados. II Congreso de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, 3: 85-99.
- Bowman, D., 1978. Determination of intersection points within a telescopic alluvial fan complex. *Earth Surface Processes*, 3: 265-276.
- Bradbury, J.P., Grosjean, M., Stine, S. y Sylvestre, F., 2001. Full and Late Glacial Records along the PEP1 Transect: Their role in developing interhemispheric paleoclimate interactions. En: V. Markgraf (Editor), *Interhemispheric Climate Linkages*. Academic Press, San Diego, pp. 265-292.
- Branney, M.J. y Kokelaar, B.P., 2002. *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. Geological Society of London, 27, London.
- Bridge, J.S., 2006. Fluvial facies model: recent developments. En: H.W. Posamentier y R.G. Walker (Editores), *Facies Models Revisited*, pp. 85-170.
- Bull, W.B., 1964. Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno Country, California. U.S. Geological Survey Professional Paper, 352: 89-125.
- Bull, W.B., 1968. Alluvial fans. *Journal of Geologic Education*, 16: 101-106.
- Bull, W.B., 1988. Relative rates of long-term uplift of mountain fronts. En: A.J. Crone y E.M. Omdahl (Editores), *Directions in Paleoseismology*. Proceedings of Conference XXXIX, U.S. Geological Survey National Earthquakes-Hazards Reduction Program. U.S. Geological Survey Open-File Report, pp. 192-202.
- Bull, W.B., 2007. *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Blackwell, Malden.
- Bull, W.B. y McFadden, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. En: D.O. Doehring (Editor), *Geomorphology in Arid Regions*. Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, pp. 115-138.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. y Tursina, T., 1985. *Handbook of soil thin section description*. Waine Research Publishing, Albrighton.
- Burbank, McLean, Bullen, Abdrakhmatov y Miller, 1999. Partitioning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research*, 11(1): 75-92.
- Burbank, D.W., 1983. The chronology of intermontane-basin development in the northwestern Himalaya and the evolution of the Northwest Syntaxis. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(1): 77-92.
- Burbank, D.W. y Anderson, R.S., 2005. *Tectonic geomorphology*. Blackwell Science, Malden.
- Burbank, D.W. y Johnson, G.D., 1982. Intermontane-basin development in the past 4 Myr in the north-west Himalaya. *Nature*, 298(5873): 432-436.
- Cabaleri, N., Volkheimer W., Aramella C., Hauser, N. Matetteini, A., Pimentel M. M., 2010a. Temporal constrains on sedimentation in the Jurassic Cerro Condor Depocenter, cañadón ASFalto Basin, Patagonia, Argentina: U-Pb radiometric ages from pyroclastic facies. En: D. Aristegui et al. (Editores), 18 *International Sedimentological Congress. IAS, Mendoza*.
- Cabaleri, N.; Volkheimer W., Silva Nieto, D. Aramella C., Cagnoni M., Hauser N., Matteini M., Pimentel M., 2010b. U-Pb ages in zircons from las Chacritas and Puesto Almada members of the Jurassic Cañadón ASFalto Formation, Chubut province, Argentina. VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia: 190-193.
- Casa, A.L., Cortés, J.M. y Borgia, M.M., 2010. Pleistocene evidences of deformation in the La Carrera fault system (32°40'-33°15'LS), Cordillera Frontal of Mendoza. *Evidencias de deformación pleistocena en el sistema de falla de la carrera (32°40'-33°15'ls), Cordillera Frontal de Mendoza*, 67(1): 91-104.
- Casamiquela, R.M., 1969. Historia geológica del valle de Huahuel Niyeo, área extraandina del suroeste de la Provincia de Rio Negro, República Argentina (con énfasis en el Pleistoceno). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 24: 287-329.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J. y Spalletti, L., 1989. Cuenca Ñirihuau. En: G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Editores), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Correlación Geológica San Miguel de Tucumán*, pp. 299-318.
- Cebriá, J.M., Martín-Escorza, C., López-Ruiz, J., Morán-Zenteno, D.J. y Martiny, B.M., 2011. Numerical recognition of alignments in monogenetic volcanic areas: Examples from the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field in Mexico and Calatrava in Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4): 73-82.
- Cingolani, C.; Dalla Salda, L.; Iñiguez Rodríguez, A.; Llambias, E.; Mazzoni, M.; Rapela, C.; Spalletti, L.; Varela, R.; Aragon, E.; Franzese, J.; Matheos S. D.; Manassero, M.; Poire, D.; Benialgo, A.; Maggi, J. *Geología de la región Nordpatagónica*. La Plata: Fundación del Museo de la Plata. 2006. p. 126.
- CNEA, 1990a. Estudio de Factibilidad y Anteproyecto de Ingeniería, Volumen 23-Anexo 11 Sismología-Desarrollo de la Actividad sísmica. Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires.
- CNEA, 1990b. Estudio de Factibilidad y Anteproyecto de Ingeniería, 26-Anexo 13 Hidrología. Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires.

- CNEA, 1990c. Estudio de Factibilidad y Anteproyecto de Ingeniería, 21-Anexo 10 Neotectónica. comisión Nacional de energía Atómica, Buenos Aires.
- CNEA, 1990d. Estudio de Factibilidad y Anteproyecto de Ingeniería, Volumen 24-Anexo 11. Sismología. Ocurrencia de Actividades Sísmicas. Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires.
- CNEA, 1990e. Estudio de Factibilidad y Anteproyecto de Ingeniería (1ra. Parte), 1 al 7 Informe Principal. Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A. y Marques, F.O., 2006. Compressional growth strata of late Oligocene to Miocene age in the Loncopué and Catan-Lil intermontane basins, Neuquén province, Argentina (37°–40° S). . Memórias do IX Simpósio Bolivariano (Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas) Cartagena de Indias: 57.
- Coira, B., 1979. Descripción de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Provincia del Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 168: 1-101.
- Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio, C., Ramos, V.A., 1975. Tectónica de basamento en la región occidental del Macizo Norpatagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30(3): 361-383.
- Colombo, F., 2005. Quaternary telescopic-like alluvial fans, Andean Ranges, Argentina. Geological Society, London, Special Publications, 251(1): 69-84.
- Collinson, J.D., 2002. Aluvial sediments. En: H.G. Reading (Editor), Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy. Blackell Science, Oxford, pp. 37-82.
- Collinson, J.D., Mountney, N. y Thompson, D., 2006. Sedimentary structures. 3ed. Terra Publishing, Harpenden.
- Compagnucci, R.H., 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modelling scenarios. Biological Journal of the Linnean Society, 103(2): 229-249.
- Coronato, F.R. y del Valle, H.F., 1988. Caracterización hídrica de las cuencas hidrográficas de la Provincia de Chubut. Centro Nacional Patagónico (CENPAT)- CONICET, Puerto Madryn.
- Cortiñas, J.S., 1996. La Cuenca Somún Curá - Cañadón Asfalto: Sus Límites, Ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. XIII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 1: 147-163
- Costa, C., Lizuain, A., Cortés, J.M. y Gardini, C.E., 1996. El frente de levantamiento andino de la Sierra de Taquetrén, Provincia de Chubut, XIII Congreso Geológico argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Asociación Geológica Argentina, pp. 397.
- Coutand, I., P. R. Cobbold, M. de Urreiztieta, P. Gautier, A. Chauvin, D. Gapais, E. A. Rossello, y O. López-Gamundí., 2001. Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. Tectonics, 20(2): 210-234.
- Cox, R.T., 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment. Geological Society of America Bulletin 106: 571–581.
- Cross, T.A. y Pilger, R.H., 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions. Geological Society of America Bulletin, 93(6): 545-562.
- Cucchi, R.J., 1998. Descripción geológica de la Hoja 4169-I Piedra del Águila. IGRM, Segemar. Boletín 242: 1-74.
- Cusminsky, G., Schwalb, A., Pérez, A.P., Pineda, D., Viehberg, F., Whatley, R., Markgraf, V., Gilli, A., Ariztegui, D., Anselmetti, F. S., 2011. Late quaternary environmental changes in Patagonia as inferred from lacustrine fossil and extant ostracods. Biological Journal of the Linnean Society, 103(2): 397-408.
- Chorley, R.J., 1995. Classics in physical geography revisited: Horton, R.E., 1945. Progress in Physical Geography 19(533-554). Chorowicz, J. Bardintzeff, J. M., Rasamimanana, G., Chotin, P., Thouin, C., Rudant, J. P., 1997. An approach using SAR ERS images to relate extension fractures to volcanic vents: examples from Iceland and Madagascar. Tectonophysics, 271(3-4): 263-283.
- D'Elia, L., Muravchik, M., Bilmes, A., Franzese, J.R. y M., H., 2008. Análisis estratigráfico y sedimentológico de las unidades de acumulación Mio-Pliocenas del suroeste de la provincia de Neuquén. . Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy., 17(3): 1003-1004.
- Dalla Salda, L.H. y Franzese, J., 1987. Las megafracturas del Macizo y la Cordillera norpatagónica y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. Revista Geológica de Chile, 31: 3-13.
- Dávila, 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 western Argentina, and documentation of magmatic broadening in the south Central Andes. Journal of South American Earth Sciences, 17(2): 89-101.
- Davis, S.J., Mulch, A., Carroll, A.R., Horton, T.W. y Chamberlain, C.P., 2009. Paleogene landscape evolution of the central North American Cordillera: Developing topography and hydrology in the Laramide foreland. Geological Society of America Bulletin, 121(1-2): 100-116.
- de Scally, F.A. y Owens, I.F., 2005. Depositional processes and particle characteristics on fans in the Southern Alps, New Zealand. Geomorphology, 69(1-4): 46-56.
- Delcaillau, B., Carozza, J.M. y Laville, E., 2006. Recent fold growth and drainage development: The Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. Geomorphology, 76(3-4): 241-256.
- Dessanti, R.N., 1956. Vetas metalíferas y fracturas en la mina Ángela, Departamento de Gastre, Chubut. Revista Asociación Geológica Argentina, XI: 116-141.
- Dessanti, R.N., 1972. Andes Patagónicos Setentrionales. En: A.F. Leanza (Editor), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 655-687.

- Dessanti, R.N., 1973. Sobre el control estructural de algunos rasgos geomorfológicos del Noroeste de la Patagonia. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28: 95-96.
- Dessanti, R.N., 1974. Sobre el origen de los bajos sin desagüe. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 29: 140.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rossello, E.A. y Amos, A.J., 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(6): 519-532.
- Duhart, P., Haller, M. y Hervé, F., 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, Provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. En: C.A. Cingolani et al. (Editores), XV Congreso Geológico Argentino Calafate, pp. 97-100.
- Dunkerley, D.L. y Brown, K.J., 1997. Desert soils. En: D.S.G. Thomas (Editor), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. J. Wiley y Sons, New York, pp. 55-68.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J. y Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96: 150-173.
- Escapa, I.H., Sterli, J., Pol, D. y Nicoli, L., 2008. Jurassic tetrapods and flora of cañadón asphalt formation in Cerro Cóndor area, Chubut province. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 613-624.
- Espurt, N., Funicello F., Martinod J., Guillaume B., Regard V., Faccenna C., Brusset S., 2008. Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, 27(3): TC3011.
- Fidalgo, F., 1973. Sobre los Bajos sin salida. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28: 91-92.
- Figari, E.G., 2005. Evolución Tectónica de la Cuenca Cañadón Asfalto. (Zona del valle medio del río Chubut). Tesis doctoral, 106 pp.
- Figari, E.G. y Courtade, S.F., 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 1: 66 -77
- Figari, E.G., Courtade, S.F. y Constantini, L.A., 1996. Stratigraphy and Tectonics of Cañadón Asfalto Basin, Lows of Gastre and Gan Gan, North of Chubut Province, Argentina, *GeoResearch Forum*, pp. 359-368.
- Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 1409-1414.
- Flügel, 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Second Edition. Springer.
- Folguera, A., Orts, D. Spagnuolo, M., Rojas Vera, E., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos, M.E., Ramos, V. A., 2011. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2): 250-268.
- Folguera, A. y Ramos, V., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, ONLINE: 1-16.
- Folguera, A. y Ramos, V.A., 2001. Distribución de la deformación en los Andes australes (33°-46°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial N°5*: 13-18.
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Bottesi, G., Zamora Valcarce, G. y Ramos, V.A., 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics*, 49(5): 287-295.
- Forasiepi, A. y Carlini, A.A., 2010. A new thylacosmilid (Mammalia, Metatheria, Sparassodonta) from the Miocene of Patagonia, Argentina. *Zootaxa* 2552: 55-68.
- Fornari, M., Risacher, F.O. y FÁ©raud, G., 2001. Dating of paleolakes in the central Altiplano of Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172(3-4): 269-282.
- Franzese, J., Martino, R., 1988. Aspectos cinemáticos y tectónicos de la zona de cizalla de Gastre en la Sierra de Calcatapul, Provincia de Chubut Argentina. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica (Buenos Aires), 2: 3.
- Franzese, J.R., D'Elia, L., Bilmes, A., Muravchik M., Hernández, M., 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino Norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 38 (2): 319-334
- Franzese, J.R., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Fanning, M., Muravchick, M., 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo gondwánico en el noroeste del Macizo Norpatagónico. En: C.N. Cingolani C.A., Linares E., López de Luchi M.G., Ostera H.A., Panarello H.O. (Editor), XV Congreso Geológico Argentino, Calafate.
- Fregenal, M.A. y Meléndez, N., 2010. Lagos y sistemas lacustres. En: A. Arche (Editor), *Sedimentología, del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp. 299-397.
- Frenguelli, J., 1946. Las grandes unidades físicas del territorio argentino. *Geografía de la República Argentina* 3. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, Buenos Aires.
- Friedmann, S.J., 1999. Sedimentology and stratigraphy of the Shadow Valley basin, eastern Mojave Desert, California. En: L.A. Wright y B.W. Troxel (Editores), *Cenozoic Basins of the Death Valley Region*. Special paper 333. The Geological Society of America, pp. 213-244.
- Frostick, L.E. y Reid, I.A.N., 1989. Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel. *Journal of the Geological Society*, 146(3): 527-538.
- Gallego, O. F., Cabaleri, N., Armella C., Volkheimer, W., Ballent, S.C., Martínez, S., Monferran, M. D., Silva Nieto, D. G., Páez, M. A. 2011. Paleontology, sedimentology and paleoenvironment of a new fossiliferous

- locality of the Jurassic Cañadón Asfalto Formation, Chubut Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(1): 54-68.
- Galloway, R.W., Markgraf, V. y Bradbury, J.P., 1988. Dating shorelines of lakes in Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2): 195-198.
- García-Castellanos, D., 2006. Long-term evolution of tectonic lakes: Climatic controls on the development of internally drained basins. *Geological Society of America Special Papers*, 398: 283-294.
- García Morabito, E., Götze, H.J. y Ramos, V.A., 2011. Tertiary tectonics of the Patagonian Andes retro-arc area between 38°15'' and 40°S latitude. *Tectonophysics* 499, 1-21.
- Gardinier, V., 2005. Drainage basin morphometry En: A.S. Goudie (Editor), *Geomorphological Techniques* Routledge, London, pp. 79-91.
- Gardner, T.W.e.a., 1987. Central America and the Caribbean. En: W.L. Graf (Editor), *Geomorphic Systems of North America, Centennial Special Volume 2*. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Garzzone, C.N., Hoke, G. D., Libarkin, J. D., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., y Mulch, A., 2008. Rise of the Andes. *Science*, 320(5881): 1304-1307.
- Garzzone, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C. y MacFadden, B.J., 2006. Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3-4): 543-556.
- Genise, J.F., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Laza, J.H. y Verde, M., 2000. Insect trace fossil associations in palaeosols: The Coprinisphaera ichnofacies. *Palaeos* 15: 49-64.
- Gephart, J.W., 1994. Topography and subduction geometry in the central Andes: Clues to the mechanics of a noncollisional orogen. *J. Geophys. Res.*, 99(B6): 12279-12288.
- Giacosa, R. y Heredia, N., 1999. The Cenozoic foreland basin of the Andean Patagonian foreland thrust and fold belt, between 41 and 42°S, SW Argentina La cuenca de antepais terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagonicos entre los 41°y 42°S, SO de Argentina. *Acta Geologica Hispanica*, 32(1-2): 103-111.
- Giacosa, R.E., Afonso, J.C., Nemesio Heredia, C. y Paredes, J., 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 20(3): 157-170.
- Giacosa, R.E. y Heredia, C.N., 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1): 61-72.
- Gile, L.H., Hawley, J.W. y Grossman, R.B., 1981. Soils and geomorphology in the Basin and Range area of Southern New Mexico- Guidebook to the Desert Project. New Mexico Bureau of Mines & Mineral Resources, New Mexico.
- Gile, L.H., Peterson, F.F. y Grossman, R.B., 1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soils. *Soils Science*, 101(5): 347-360.
- Gilli, A., Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., Beres, M., McKenzie, J.A., Markgraf, V., 2005. Seismic stratigraphy, buried beach ridges and contourite drifts: the Late Quaternary history of the closed Lago Cardiel basin, Argentina (49°S). *Sedimentology*, 52(1): 1-23.
- Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S. y Kleman, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4): 365-390.
- Gomez Villar, A., 1996. Abanicos Aluviales: Aportación teórica a sus aspectos más significativos. *Cuaternario y Geomorfología*, 10(3-4): 77-124.
- González Bonorino, F. y Rabassa, J., 1973. La laguna de Carri Laufquen Grande y el origen de los bajos patagónicos. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28: 314-318.
- Gonzalez Diaz, E.F., 1990. Las relaciones entre las formaciones Campana y Collon Cura en el valle del Rio Chico (Paralelo 42° 00'), Provincias del rio Negro y Chubut: reconocimiento de dos unidades diferenciables temporalmente en la definición de la Fm. Campana. XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), 2: 93-96.
- Gonzalez Diaz, E.F. y Nullo, F.E., 1980. Cordillera Neuquina, Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de ciencias, Cordoba, pp. 1099-1147.
- Gonzalez Diaz, E.F., Osters, H.A., Riggi, J.C. y Fauqué, L., 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (Ex "Rionegrense") de la Formación Caleufú, en el valle del río Collón Curá y adyacencias (SE del Neuquén). XI Congreso Geológico Argentino (San Juan), 2: 243-246.
- Gonzalez Diaz, E.F., Riggi, J.C. y Fauqué, L., 1986. Formación Caleufú (nov. Nom.): Reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicurá, en el área de Collón Curá, Sur del Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 81-105.
- Goswami, P.K., Pant, C.C. y Pyey, S., 2009. Tectonic controls on the geomorphic evolution of alluvial fans in the Piedmont Zone of Ganga Plain, Uttarakhand, India. *Journal of Earth System Science*, 118(3): 245-259.
- Groeber, P., 1938. *Mineralogía y Geología*. Espasa-Calpe Argentina BuenosAires.
- Guillaume, B., Martinod, J., Husson, L., Roddaz, M. y Riquelme, R., 2009. Neogene uplift of central eastern Patagonia: Dynamic response to active spreading ridge subduction? *Tectonics*, 28(2): TC2009.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E.R., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5): 814-833.
- Gutscher, M.A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Eissen, J.P. y Maury, R., 1999. The "lost inca plateau": cause of flat subduction beneath peru? *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3): 335-341.

- Hain, M. P., M. R. Strecker, B. Bookhagen, R. N. Alonso, H. Pingel, y A. K. Schmitt (2011), Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25°S), *Tectonics*, 30, TC2006, doi:10.1029/2010TC002703
- Haller, M.J., Z. Pécskay, K. Németh, K. Gméling, G. I. Massaferro, C. M. Meister, F. E. Nullo. 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. IAVCEI-CVS-IAS-IMC Conference. Malargue, Argentina: 40-41.
- Hanneman, D.L. y Wideman, C.J., 2010. Continental Sequence Stratigraphy and Continental Carbonates. En: A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner (Editores), *Carbonates in Continental Settings. Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 215-273.
- Hare, P.H. y Gardner, T.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. En: M. Morisawa y J.T. Hack (Editores), *Tectonic Geomorphology*. Allen y Unwin Boston, pp. 75-104.
- Hartley, A., 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, 160(1): 7-10.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G. y Warwick, G.L., 2010. Large Distributive Fluvial Systems: Characteristics, Distribution, And Controls On Development. *Journal of Sedimentary Research*, 80: 167-183.
- Harvey, A.M., 1997. The role of alluvial fans in arid zones fluvial systems. En: D.S.G. Thomas (Editor), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. J. Wiley y Sons, New York, pp. 231-259.
- Harvey, A.M., 2004. Alluvial Fan. En: A.S. Goudie (Editor), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, pp. 15-19.
- Harvey, A.M., 2005. Differential effects of base-level, tectonic setting and climatic change on Quaternary alluvial fans in the northern Great Basin, Nevada, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 251(1): 117-131.
- Harvey, A.M., Mather, A.E. y Stokes, M.R., 2005. Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics. *Geological Society special publication*; no. 251. The Geological Society, London, 248 p. pp.
- Haughton, P.D.W., 1993. Simultaneous Dispersal of Volcaniclastic and Non-Volcanic Sediment in Fluvial Basins: Examples from the Lower Old Red Sandstone, East-Central Scotland, Alluvial Sedimentation. Blackwell Publishing Ltd., pp. 451-471.
- Henk, A. y Nemcok, M., 2008. Stress and fracture prediction in inverted half-graben structures. *Journal of Structural Geology*, 30(1): 81-97.
- Hilley, G.E., Blisniuk, P.M. y Strecker, M.R., 2005. Mechanics and erosion of basement-cored uplift provinces. *J. Geophys. Res.*, 110(B12): B12409.
- Hindle, D., J. Kley, E. Klosko, S. Stein, T. Dixon, y E. Norabuena., 2002. Consistency of geologic and geodetic displacements during Andean orogenesis. *Geophys. Res. Lett.*, 29(8): 1188.
- Holdsworth, R.E., Butler, C.A. y Roberts, A.M., 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. *Journal of the Geological Society of London*, 154: 73-78.
- Homocv, J., Figari, E.G. y Courtade, S.F., 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut. YPF SA., inédito. Buenos Aires.
- Hooke, R.L., 1972. Geomorphic Evidence for Late-Wisconsin and Holocene Tectonic Deformation, Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, 83(7): 2073-2098.
- Horton, R.E., 1932. Drainage basin characteristics. *American Geophysical Union Transactions*, 13(350-361).
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin* 56: 275-370.
- Husam Abbas Ata, B.A., 2008. A test of the validity of morphometric analysis in determining tectonic activity from Aster derived Doms In The Jordan-Dead Sea Transform Zone University of Arkansas 238 pp.
- INDEC, 2010. Censo 2010. <http://www.censo2010.indec.gov.ar/>.
- Isacks, B., Jordan, T.E., Allmendinger, R. y Ramos, V., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 111 587-606, Buenos Aires.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, 93(B4): 3211-3231.
- James, D.E. y Sacks, S., 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical perspective. En: B. Skinner (Editor), *Geology and Mineral Deposits of Central Andes*. Society of Economic Geology, Special Publication, 7, pp. 1-25.
- 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., 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.
- Kay, M.S. 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.
- Kay, S.M., Coira, B. y Viramonte, J., 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *J. Geophys. Res.*, 99(B12): 24323-24339.
- Kay, S.M. y Coira, B.L., 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoirs*, 204: 229-259.

- Kay, S.M., Mancilla, O. y Copeland, P., 2006. Evolution of the Backarc Chachahuén volcanic complex at 37°S latitude over a transient Miocene shallow subduction zone under the Neuquén Basin. En: S.M. Kay y V. Ramos (Editores), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39° S lat.)*. Geological Society of America, Special Paper, 407, pp. 215–246.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B., 1999. Neogene magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°S to 33°S). En: B. Skinner (Editor), *Geology and Mineral Deposits of Central Andes Society of Economic Geology, Special Publication*, pp. 27–59.
- Keidel, J., 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 25, Córdoba.
- Keller, E.A. y Pinter, N., 1996. *Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape*. Prentice Hall, New Jersey, 337 pp.
- Kley, J., Monaldi, C.R. y Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301(1-2): 75-94.
- Klinger, Y., Avouac, J.P., Bourles, D. y Tisnerat, N., 2003. Alluvial deposition and lake-level fluctuations forced by Late Quaternary climate change: the Dead Sea case example. *Sedimentary Geology*, 162(1-2): 119-139.
- Kolomiets, V.L., 2008. Paleogeography and Quaternary terrace sediments and complexes, intermontane basins of Prebaikalia (Southeastern Siberia, Russia). *Quaternary International* 179: 58–63.
- Krumbein, W.C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 11(2): 64-72.
- Lamb, S. y Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425(6960): 792-797.
- Leeder, M., 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins, From turbulence to tectonic*. Blackwell Science, Oxford.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: A.F. Leanza (Editor), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 601-654.
- Lince Klinger, F., 2010. Estudio gravi-magnetométrico del Macizo Norpatagónico. Tesis doctoral. Universidad Nacional de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales: 144.
- Lince Klinger, F., Martínez, P.M., Gimenez, M.E. y Robador, A.I., 2011a. Geometría y profundidad del basamento cristalino en la fosa de Gastre, a partir de datos gravimétricos. En: Leanza et al. (Editores), XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, pp. 1186-1187.
- Lince Klinger, F., S. Nacif, M. P. Martínez, M. E. Giménez, F. Ruiz, O. Álvarez I., 2011b. Modelo gravimétrico en la fosa de Gastre, provincia de Chubut, Argentina. 2011, BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO, Vol 122, No 3.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1996. Estratigrafía Mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Traquetren), Provincia del Chubut. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 1: 479-493.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 2005. Observaciones geológicas en la región del río Chico, Gastre, Río Chubut Medio, provincia del Chubut. XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), 1: 133-140.
- López De Luchi, M.G. y Rapalini, A.E., 2002. Middle Jurassic dyke swarms in the North Patagonian Massif: The Lonco trapial formation in the Sierra de Mamil Choique, Río Negro province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(6): 625-641.
- Lynn, G.J., 2005. Macrogeomorphology and erosional history of the post-orogenic Pyrenean mountain belt. *The University of Edinburgh, Edinburgh*, 383 pp.
- Llambías, E., Lara, R., Puigdomenech, N. y Castro, C.E., 1987. Geología de los volcanes basálticos al oeste de la Sierra del Medio. Informe Inédito, IDEMSA, San Juan: 1-52.
- Llambías, E.J., Llano, J.A., Rossa, N., Castro, C.E., Puigdomenech, H.H., 1984. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio-Departamento Cushamen-Provincia del Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, 2: 554-567.
- Madden, R. H., J. Guerrero, R. F. Kay, J. J. Flynn, C. C. Swisher III, y A. Walton., 1997. The Laventan Stage y Age. En: R. Kay, R. Madden, R. Cifelli y J. Flynn (Editores), *Vertebrate Paleontology in the Neotropics: the Miocene Fauna of La Venta, Colombia*. Smithsonian Institution Press, Washington, D.C., pp. 499–519.
- Malumián, N. y Nájuez, C., 2011. The Late Cretaceous–Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Yes: foraminifera, palaeoecology, y palaeogeography. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2): 269-288.
- Manville, V., 2001. Sedimentology y history of Lake Reporoa: an ephemeral supra-ignimbrite lake, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. En: J.D.L. White y N.R. Riggs (Editores), *Volcaniclastic Sedimentation in Lacustrine Settings*. Spec. Publ. int. Ass Sediment, pp. 109-140.
- Marshall, L.G., Pascual, R., Curtis, G.H. y Drake, R.E., 1977. South American geochronology: Radiometric time scale for middle to late tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. *Science*, 195(4284): 1325-1328.
- Martínez-Pardo, R., 1990. Major Neogene events of the Southeastern Pacific: the Chilean and Peruvian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77(3-4): 263-278.
- Martinod, J., Funicello, F., Faccenna, C., Labanieh, S. y Regard, V., 2005. Dynamical effects of subducting ridges: insights from 3-D laboratory models. *Geophysical Journal International*, 163(3): 1137-1150.

- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B. y Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4): 299-309.
- Massaferro, G.I., Alric, V.I. y Haller, M., 2002. El campo volcánico cuaternario del basalto Crater en la Patagonia Setentrional, Actas del XV Congreso Geológico Argentino. . Asociación Geológica argentina, El Calafate, pp. 1-6.
- Massaferro, G.I., Haller, M.J., D'Orazio, M. y Alric, V.I., 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A tectonomagmatic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155(3-4): 227-243.
- Mayer, J.A., 1986. Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountains Fronts. En: C. Geophysics Research Forum . Geophysics Study (Editor), Active tectonics. National Academy Press, Washington, pp. 125-147.
- Mazzoni, M.M., 1997. Sedimentation in the Andean trasarc. North Western Patagonia, Argentina, Memorias del I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, pp. 51-58.
- Mazzoni, M.M. y Benvenuto, A., 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, Northwestern Patagonia. XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, 1: 87-90.
- Mazzoni, M.M., Kawashita, K., Harrison, S., Aragón, E., 1991. Edades radiométricas Eocenas. Borde occidental del Macizo Norpatagónico. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 46: 150.
- McCalpin, J.P., 1996. *Paleoseismology*. Academic Press, New York.
- McClay, K.R. y Buchanan, P.G., 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. En: K.R. McClay (Editor), *Thrust Tectonics*. Chapman y Hall London, pp. 93-104.
- McFadden, L.D., Ritter, J.B. y Wells, S.G., 1989. Use of multiparameter relative-age methods for age estimation and correlation of alluvial fan surfaces on a desert piedmont, eastern Mojave Desert, California. *Quaternary Research*, 32(3): 276-290.
- McFadden, L.D., Wells, S.G. y Jercinovich, M.J., 1987. Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements. *Geology*, 15(6): 504-508.
- McNulty, B. y Farber, D., 2002. Active detachment faulting above the Peruvian flat slab. *Geology*, 30(6): 567-570.
- McPherson, J.G., Shanmugam, G. y Moiola, R.J., 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 331-340.
- Medina, F.A., Camacho, H.H. y Malagnino, E.C., 1990. Bioestratigrafía del Cretácico superior - Paleoceno Marino de la Formación Lefipán, Barranca de los Perros, Río Chubut, Chubut. . 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. (Tucumán): 137-142.
- Melchor, R.N., 2007. Changing lake dynamics and sequence stratigraphy of synrift lacustrine strata in a half-graben: an example from the Triassilischigualasto-Villa Unión Basin, Argentina. *Sedimentology*, 54: 1417-1446.
- Mena, M., Ré, G.H., Haller, M.J., Singer, S.E., Vilas, J.F., 2005. Estudio paleomagnético de los basaltos cenozoicos de Gastre, (Chubut, Argentina). XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, Argentina. (5) 391-398
- Mena, M., Ré, G.H., Haller, M.J., Singer, S.E. y Vilas, J.F., 2006. Paleomagnetism of the late Cenozoic basalts from northern Patagonia. *Earth Planets Space*, 58: 1273-1281.
- Miall, A.D., 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Berlin.
- Migoñ, P., 2004. Intermontane basins. En: A.S. Goudie (Editor), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, pp. 573-574.
- Mora, A., M. Parra, M. R. Strecker, A. Kammer, C. Dimaté, y F. Rodríguez, 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25(2): TC2010.
- Moscariello, A., 2005. Exploration potential of the mature Southern North Sea basin margins: some unconventional plays based on alluvial and fluvial fan sedimentation models. En: A.G. Dore and B.A. Vining (Editores), *Petroleum Geology: North-West Europe and global Perspectives- Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*. Geological Society of London, London, pp. 595-605.
- Muravchik, M., D'Elia, L., Bilmes, A. y Franzese, J.R., 2011. Syn-eruptive/inter-eruptive relations in the syn-rift deposits of the Precuyano Cycle, Sierra de Chacaico, Neuquina Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 238(1-2): 132-144.
- Nakayama, C., 1972. Informe geológico de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los Cerros Los Chivos y Negro de Marrauf, provincia de Chubut. YPF SA., inédito. Buenos Aires.
- Nichols, G. y Fisher, J.A., 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, 195: 75-92.
- North, C.P., Todd, S.P. y Turner, J.P., 1989. Alluvial fans and their tectonic controls. *Journal of the Geological Society*, 146(3): 507-508.
- Nulló, F. y Combina, A.N.A., 2011. Patagonian continental deposits (Cretaceous-Tertiary). *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2): 289-304.
- Nulló, F.E., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Provincia de Río Negro. . Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín, 158: 1-88.
- Nulló, F.E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín, 167: 79.
- Nur, A. y Ben-Avraham, Z., 1983. Volcanic gaps due to oblique consumption of aseismic ridges. *Tectonophysics*, 99(2-4): 355-362.

- Olav, S., 2004. Stream Ordering. En: A.S. Goudie (Editor), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge, London, pp. 1001-1002.
- Olivero, E.B. y Medina, F.A., 1994. Sedimentología de la Formación Lefipán (Cretácico-Terciario) en el valle medio del Río Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 48: 105-106.
- Ortiz-Jaureguizar, E. y Cladera, G.A., 2006. Paleoenvironmental evolution of southern South America during the Cenozoic. *Journal of Arid Environments*, 66(3): 498-532.
- Page, R. y Page, S., 1993. Petrología y significado tectónico Jurásico volcánico del Chubut central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(1): 41-58.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76(3-4): 235-257.
- Paredes, J.M., Giacosa, R.E. y Heredia, N., 2009. Sedimentary evolution of Neogene continental deposits (Ñirihuau Formation) along the Ñirihuau River, North Patagonian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(1): 74-88.
- Pascual, R. Bondesio P., Vucetich, M. G., Scillato Yane G. J., Bond, M. Toni, E. P., 1984. Vertebrados fósiles Cenozoicos. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 9: 539-561.
- Paulsen, T.S. y Wilson, T.J., 2010. New criteria for systematic mapping and reliability assessment of monogenetic volcanic vent alignments and elongate volcanic vents for crustal stress analyses. *Tectonophysics*, 482(1-4): 16-28.
- Pécskay, Z., Haller, M.J. y Németh, K., 2007. Preliminary K/Ar geochronology of the Crater Basalt volcanic field (CBVF), northern Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(1): 25-29.
- Pérez, M. y Vucetich, M., 2011. A New Extinct Genus of Caviioidea (Rodentia, Hystricognathi) from the Miocene of Patagonia (Argentina) and the Evolution of Cavioid Mandibular Morphology. *Journal of Mammalian Evolution*: 1-21.
- Pérez, M.E., 2010. A new rodent (Caviioidea, Hystricognathi) from the middle Miocene of Patagonia, mandibular homologies, and the origin of the crown group Caviioidea sensu stricto. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 30(6): 1848-1859.
- Peroni, G.O., A. G. Hegedus, J. Cerdan, L. Legarreta, M. A. Uliana, y G. Laffitte., 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo belt, Central Patagonia. En: A.J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (Editores), *Petroleum Basins of South America*, pp. 403-419.
- Perucca, L. y Bastias, H., 2008. Neotectonics, Seismology and Paleoseismology. En: J. Rabassa (Editor), *The late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Science*, pp. 73-94.
- Peterson, F.F., 1981. Landforms of the basin & range province defined for soil survey. *Technical Bulletin Nevada Agricultural Experimentation*, 28, Nevada.
- Pettijohn, F.J., 1957. *Sedimentary rocks*. Harper.
- Pilger, R.H.J., 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 92(7): 448-456.
- Proserpio, C.A., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut (1:200000). Ministerio de Economía, Secretaría del Estado de Minería, Boletín, 159: 76.
- Quade, J. y Broecker, W.S., 2009. Dryland hydrology in a warmer world: Lessons from the Last Glacial period. *The European Physical Journal - Special Topics*, 176(1): 21-36.
- Rabassa, J., 1978. Estratigrafía de la región de Pilcaniyeu Comallo, Provincia de Río Negro. 7º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 1: 731-746.
- Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego, *Developments in Quaternary Science*. Elsevier, pp. 151-204.
- Rabassa, J., Coronato, A. y Martínez, O., 2011. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego: an updated review. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2): 316-335.
- Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the acambay graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(4): 317-332.
- Ramos, M.E., Orts, D., Calatayud, F., Pazos, P.J., Folguera, A., Ramos, V.A., 2011. Estructura, Estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca de Ñirihuau en las nacientes del río Cushamen, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68, 210-224.
- Ramos, V., 1977. Basement tectonics from Landsat imagery in mining exploration. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 243-252.
- Ramos, V., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: S.M. Kay, V. Ramos and W.R. Dickinson (Editores), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America pp. 31-65.
- Ramos, V. y Cortés, J., 1984a. Estructura e interpretación tectónica. En: V.A. Ramos (Editor), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, Buenos Aires, pp. 317-346.
- Ramos, V.A., 1999a. Las Provincias Geológicas del territorio Argentino. En: C. R (Editor), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, pp. 41-96.
- Ramos, V.A., 1999b. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En: C. R (Editor), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Buenos Aires, pp. 715-784.
- Ramos, V.A. y Cortés, J.M., 1984b. Estructura e Interpretación Tectónica. En: V.A. Ramos (Editor), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, pp. 317-346. .

- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Pérez, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1): 59-78.
- Ramos, V.A. y Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. Geological Society, London, Special Publications, 327(1): 31-54.
- Rapela, C.W., 1997. The Gastre fault system: e pur si muove. *El sistema de fallas de Gastre: e pur si muove*, 52(2): 219-222.
- Rapela, C.W., Dias, G.F., Franzese, J.R., Alonso, G., Benvenuto, A.R., 1991. El Batolito de la Patagonia central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes *Revista Geológica de Chile*, 18(2): 121-138.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J., 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. *Magmatism and the causes of continental break-up*: 209-220.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Hervé, F., 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: The Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia, Geological Society Special Publication, pp. 217-239.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J. y Harrison, S.M., 1992. Triassic 'Gondwana' granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions - Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1-2): 291-304.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A. y Cesar, M.J., 1983. Evolución magmática y geotectónica de la Serie Andesítica Andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 38: 469-484
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Aragón, E., 1984. El vulcanismo paleoceno-eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio 8: 180-213. Bariloche.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C. y Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1): 75-88.
- Ravazzoli, I.A. y Sesana, F.L., 1977. Descripción geológica de la hoja 41c-Río Chico. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín, 148: 1-80.
- Reading, H.G. y Collinson, J.D., 2002. Clastic coasts. En: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3ra ed. Blackwell Science, pp. 54-231.
- Regairaz, A.C. y Suivre, G.M., 1984. Unidades Geomorfológicas en la depresión de Gastre, Provincia del Chubut, Noveno Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, San Carlos de Bariloche, pp. 7-21.
- Regairaz, A.C., Suivre, G.M. y Puigdomenech, E., 1990. Estudio de Factibilidad y Anteproyecto de Ingeniería (1ra. parte) Volumen 19-Anexo 9 Geomorfología. Informe inédito COMISIÓN NACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA (CNEA), Buenos Aires.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the past: An introduction to Paleopedology*, 2 da edición. Blackwell Science, Oxford.
- Riggs, N.R., Hurlbert, J.C., Schroeder, T.J. y Ward, S.A., 1997. The interaction of volcanism and sedimentation in the proximal areas of a mid-Tertiary volcanic dome field, central Arizona, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 67(1): 142-153.
- Rockwell, T.K., A., K.E. y Johnson, D.L., 1984. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. . En: M. Morisawa y T.J. Hack (Editores), *Tectonic Geomorphology*. State University of New York, Binghamton, pp. 183-207.
- Ruiz, L.E., 2006. Estudio Sedimentológico y Estratigráfico de las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán en el Valle Medio del Río Chubut Tesis de licenciatura. Universidad de Buenos Aires Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 1-98.
- Sánchez, M.V., Laza, J.H., Bellosi, E.S. y Genise, J.F., 2010. Ichnostratigraphy of middle Cenozoic Coprinisphaera from central Patagonia: Insights into the evolution of dung beetles, herbivores and grass-dominated habitats. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 633-648.
- Scasso, R. y Limarino, C.O., 1997. *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*, 1. Asociación Argentina de Sedimentología, Buenos Aires.
- SEDAR, 2010. Technical report (NI 43-101) - English. http://www.sedar.com/search/search_form_pc_en.htm.
- Sempere, T., Folguera, A. y Gerbault, M., 2008. New insights into Andean evolution: An introduction to contributions from the 6th ISAG symposium (Barcelona, 2005). *Tectonophysics*, 459(1-4): 1-13.
- Shaw, P.A. y Bryant, R.G., 2011. *Pans, Playas and Salt Lakes, Arid Zone Geomorphology*. Tercera Edición. John Wiley y Sons, Ltd, pp. 373-401.
- Shtober-Zisu, N., Greenbaum, N., Inbar, M y Flexer, A., 2008. Morphometric and geomorphic approaches for assessment of tectonic activity, Dead Sea Rift (Israel). *Geomorphology*, 102(1): 93-104.
- 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): TC5003.
- Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, s.r., Rymer, H. y Stix, J., 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.
- Sileo, G., Giardina, F., Livio, F., Michetti A. M., Mueller, K. y Vittori, E., 2007. Remarks on the Quaternary tectonics of the Insubria Region (Lombardia, NW Italy, y Ticino, SE Switzerland). *Società geologica italiana*, 126: 411-425.
- Silva Nieto, D., A. Busteros, Silvia Lagorio, P. Narváez, W. Volkheimer, A.Lizufán y R. Giacosa, 2011. Características estratigráficas, registro de palinomorfos y edad de la formación Lonco Trapial al

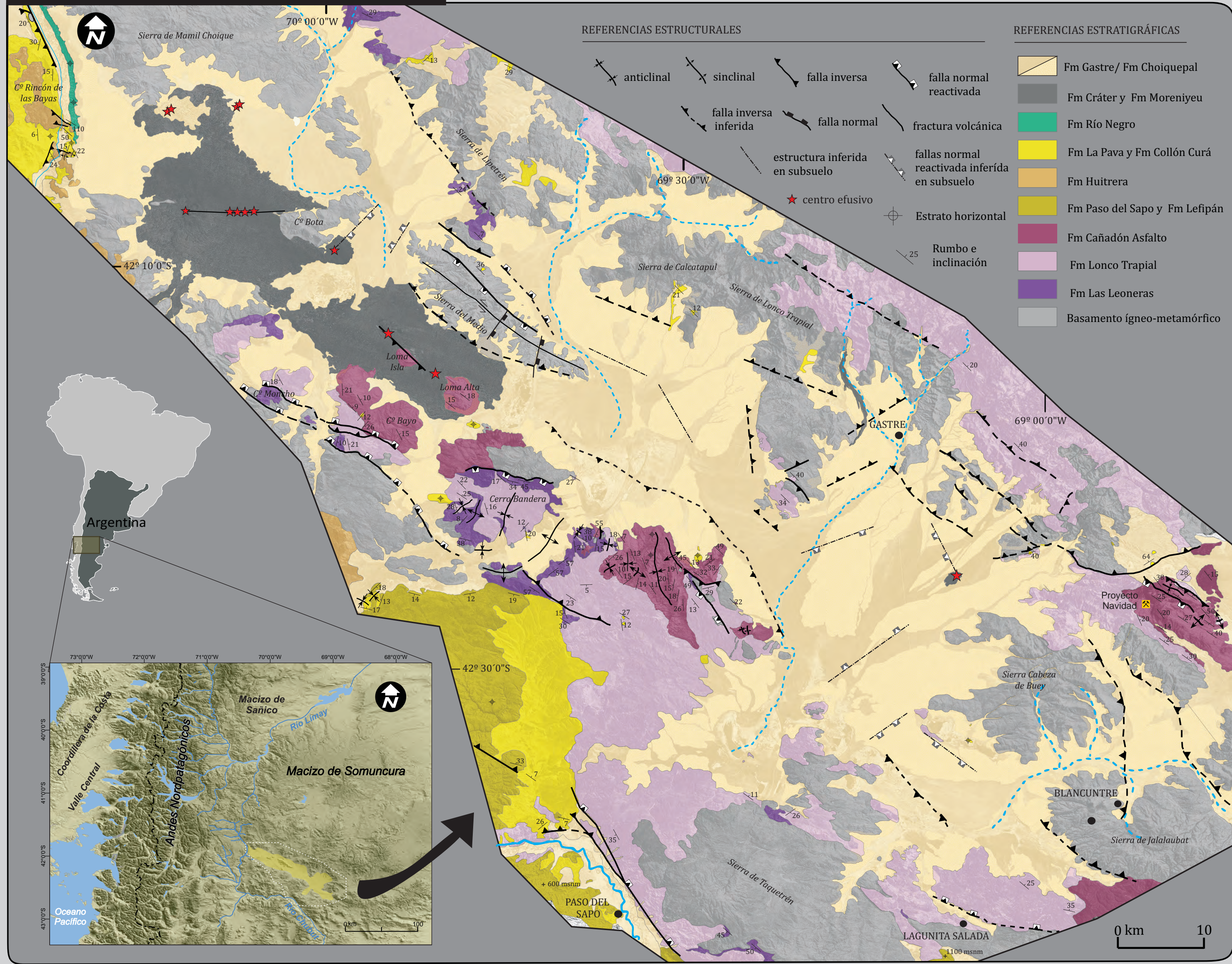
- noreste de Gastre (Chubut). En: H.A. Leanza (Editor), XVIII Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Neuquén.
- Silva Nieto, D.G., 2005. Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios. Escala 1:250.000. Boletín del Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, 265: 1-72.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. y Bardají, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, 50(1-3): 203-225.
- 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.
- Singh, V. y Tandon, S.K., 2007. Evidence and consequences of tilting of two alluvial fans in the Pinjaur dun, Northwestern Himalayan Foothills. *Quaternary International* 159: 21-31.
- Singh, V. y Tandon, S.K., 2008. The Pinjaur dun (intermontane longitudinal valley) and associated active mountain fronts, NW Himalaya: Tectonic geomorphology and morphotectonic evolution. *Geomorphology*, 102(3-4): 376-394.
- Smith, G.A., 1988. Neogene synvolcanic and syntectonic sedimentation in central Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1479-1492.
- Smith, G.A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En: R.V. Fisher and G.A. Smith (Editores), *Sedimentation in Volcanic Settings: Spec. Pub. SEPM (Society Economic Paleontologists and Mineralogists)*. SEPM, Tulsa, OK, pp. 109-121.
- 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.
- Somoza, R. y Ghidella, M.E., 2005. Convergence in the western margin of South America during the Cenozoic: Subduction of Nazca, Farallon and Aluk plates. *Convergencia en el margen occidental de América del sur durante el Cenozoico: Subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk* Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 797-809.
- Spalletti, L., 1990. Evolución sedimentaria de una cuenca pull apart: la cuenca de Ñirihau (Oligoceno-Mioceno), flanco orientald e los Andes Patagónicos, Argentina. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 181(1-3): 171-188.
- Spalletti, L.A., 1996. Estuarine and shallow-marine sedimentation in the upper Cretaceous-Lower Tertiary west-central Patagonian Basin (Argentina), *Geological Society Special Publication*, pp. 81-93.
- Spalletti, L.A. y Dalla Salda, L.H., 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3-4): 197-206.
- Stanistreet, I.G. y McCarthy, T.S., 1993. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, 85: 115-133.
- Stern, C.R., 2011. Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Research*, 20(2-3): 284-308.
- Stewart, I.S. y Hancock, P.L., 1990. What is a fault scarp? . *Episodes*, 13(4): 256-263.
- Stine, S. y Stine, M., 1990. A record from Lake Cardiel of climate in southern South America. *Nature*, 345: 705-708.
- Stipanovic, P. y Methol, E., 1972. Macizo de Somún Cura. En: A.F. Leanza (Editor), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Cordoba, pp. 581-599.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C., 1968a. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. . *Revista Asociación Geológica Argentina*, 23(2): 67-98.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martinez, C.G., 1968b. Las formaciones Presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 23: 367-388.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *American Geophysical Union Transactions*, 38(912-920).
- Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., y Trauth, M.H., 2007. Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35(1): 747-787.
- Sumner, M.A., 1991. *Global geomorphology*. J. Wiley y Sons, New York.
- Talbot, M.R. y Allen, P.A., 1996. Lakes. En: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Malden, pp. 83-123.
- Tatur, A., del Valle, R.A., Bianchi, M.M., Outes, V., Villarosa, G., Niegodysz, J. y Debaene, G. 2002. Late Pleistocene palaeolakes in the Andean and Extra-Andean Patagonia at mid-latitudes of South America. *Quaternary International*, 89(1): 135-150.
- Thomson, S.N., Brandon, M. T., Tomkin, J.H., Reiners, P. W., Vásquez, C., Wilson, N.J., 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, 467(7313): 313-317.
- Tsodoulos, I.M., Koukouvelas, I.K. y Pavlides, S., 2008. Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece). *Tectonophysics*, 453(1-4): 211-232.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M., 2007. *Structural Geology*, 2nd ed. W. H. Freeman and Company New York.

- Uliana, M.A. y Robbiano, J.R., 1974. Pseudoplicues de la Formación Collon Cura en Cañadón Quiñi Huao (Puesto Vidondo) y Piedra del Águila (Cerro Bayo) provincia de Rio Negro y Neuquén, Rep. Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 29(2): 213-222.
- Utge, S., Folguera, A., Litvak, V. y Ramos, V.A., 2009. Geología del sector norte de la Cuenca de Cura Mallín en las Lagunas de Epulauquen, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(3): 231-248.
- Valentine, G.A. y Gregg, T.K.P., 2008. Continental basaltic volcanoes -- Processes and problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177(4): 857-873.
- van Hunen, J., van den Berg, A.P. y Vlaar, N.J., 2002. On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics*, 352(3-4): 317-333.
- van Hunen, J., van den Berg, A.P. y Vlaar, N.J., 2004. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: a numerical parameter study. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1-2): 179-194.
- Veiga, G.D., Spalletti, L. y Flint, S.S., 2008. Anatomy of fluvial lowstand edge: the Avile member of the Agrio Formation (Hauterivian) in central Neuquen Basin (northwest Neuquen Province), Argentina. En: G. Nichols, e. Williams y C. Paola (Editores), *Sedimentary Processes, Environments and Basins, A tribute to Peter Friend. Special Publicaton. International Association of Sedimentology*, pp. 341-365.
- Verrios, S., Zygouri, V. y Kokkalas, S., 2004. Morphotectonic analysis in the Eliki faultzone, Gulf of Corinth, Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece. Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki*, 36: 1706-1715.
- Villafañe, A. y Bond, M., 2008. Nuevo espécimen de Toxodontidae (Notoungulata) en el noroeste de la provincia del Chubut, Argentina (Mioceno medio). *Ameghiniana*, 45(4): 33R.
- Villafañe, A., Pérez, M.E., Abello, A., Bedatou, E. y Bond, M., 2008. Nueva localidad fosilífera del Mioceno medio en el noroeste de la provincia del Chubut. En: J.O. Calvo, R. Juárez Valieri, J.D. Porfiri and D. dos Santos (Editores), *III Congreso Latinoamericano de Paleontología de Vertebrados*, Neuquén, Argentina, pp. 265.
- Viseras, C., Calvache, M.L., Soria, J.M. y Fernández, J., 2003. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. *Geomorphology*, 50(1-3): 181-202.
- Vlaar, N.J., 1983. Thermal anomalies and magmatism due to lithospheric doubling and shifting. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(2): 322-330.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extra andina del departamento de Cushamen (Chubut), entre los paralelos de 42º y 42º 30' y los meridianos 70º y 71º. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19(2): 85-107.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extra andino (zona Gastre - Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(3): 326-350.
- Volkheimer, W., 1972. Sobre el origen de los bajos sin salida en la Patagonia Extraandina Septentrional. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 27: 410-412.
- Volkheimer, W., 1973a. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de rio Negro). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28(1): 13-36.
- Volkheimer, W., 1973b. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(1): 13-36.
- Volkheimer, W., Gallego, O.F., Cabaleri, N.G., Armella, C., Narváez, P.L., Silva Nieto, D.G., y Páez, M.A., 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, Extra-Andean central Patagonia: age and palaeoenvironmental significance. *Cretaceous Research*, 30(1): 270-282.
- Volkheimer, W., Lage, J., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42c, Cerro Mirador, Provincia de Chubut. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín. Ministerio de Economía, Secretaría de Estado de Minería, Boletín, 181: 1-71.
- von Gosen, W. y Loske, W., 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the "Gastre fault system". *Journal of South American Earth Sciences*, 18(1): 73-88.
- Vucetich, M.G., 1978. El primer Octodontidae (Rodentia, Caviomorpha) registrado en sedimentos de la Edad Friasense (Mioceno tardío) de Patagonia. *Ameghiniana*, 13(3-4): 331.
- Vucetich, M.G., 1979. Un Nuevo Dasyproctidae (Rodentia, Caviomorpha) de la Edad Friasense (Mioceno tardío) de Patagonia. *Ameghiniana*, 14(1-4): 215-223.
- Vucetich, M.G., Mazzoni, M.M. y Pardini, U.F.J., 1993. The rodents of Collon Cura Formation (Middle Miocene) and the Pilcaniyeu Ignimbrite. *Canadon del Tordillo, Neuquen. Los roedores de la Formacion Collon Cura (Mioceno Medio), y la Ignimbrita Pilcaniyeu. Canadon del Tordillo, Neuquen. Ameghiniana*, 30(4): 361-381.
- Vucetich, M.G. y Vieytes, E.C., 2006. A Middle Miocene primitive octodontoid rodent and its bearing on the early evolutionary history of the Octodontoidea. En: D. Kalthoff, T. Martin y T. Mors (Editores), *Palaeontographica, Abteilung A: Palaeozoologie - Stratigraphie*, pp. 81-91.
- Wakefield, M.I., 1995. Ostracod biostratigraphy at lagoonal shorelines: example from the Great Estuarine Group, Middle Jurassic, Scotland. *Proceedings of the Geologists Association* 106: 211-218.
- Walker, R.G., 2006. Facies models revisited. En: H.W. Posamentier y R.G. Walker (Editores), *Facies Models Revisited*, pp. 1-17.

- Warren, J.K., 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth Science Reviews*, 98: 217-268.
- Watson, A. y Nash, D., 1997. Desert crust and varnishes. En: D.S.G. Thomas (Editor), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. J. Wiley and Sons, New York, pp. 69-108.
- Weissmann, G.S. A.J. Hartley, G.J. Nichols, L.A. Scuderi, M. Olson, H. Buehler y R. Banteah 2011. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, 38(1): 39-42.
- Wells, S.G., T.F. Bullard, C.M. Menges, P.G. Drake, P.A. Karas, K.I. Kelson, J.B. Ritter, J.R. Wesling, 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1(3): 239-265.
- Wells, S.G. y Harvey, A.M., 1987. Sedimentologic and geomorphic variations in storm generated alluvial fans, Howgill Feels, northwest England. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 182-198.
- Wetten, C. y Grassi, J., 1986. Hydrogeological features of a rocky massif to be used as a nuclear repository. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 34(1): 95-101.
- Williams, D.K., 2010. Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. *Society of Economic Geologists. Special Publication 15*: 203-227.
- Yáñez, G. y Cembrano, J., 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *J. Geophys. Res.*, 109(B2): B02407.
- Yrigoyen, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana*, 6(4): 349-356.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. y Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 292(5517): 686-693.
- Zaffarana, C.B., 2011. Estudio de la deformación pre-Cretácica en la Región de Gastre, sector sur del Macizo Norpatagónico, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 284 pp.
- Zaffarana, C.B. M.G. López de Luchi, R. Somoza, R. Mercader, R. Giacosa, R.D. Martino., 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(3-4): 151-166.
- Zaffarana, C.B., Somoza, R. y Mercader, R., 2011. Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) aplicada al mapeo de la estructura interna del Batolito de la Patagonia Central y su relación con el sistema de fallas de Gastre. En: Leanza et al. (Editores), *XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén, pp. 129.
- Zambrano, J.J., 1973. Influencia de la deflación en la formación de los bajos sin salida de la Patagonia. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28: 91-92.
- Zovoili, E., Konstantinidi, E. y Koukouvelas, I.K., 2004. Tectonic Geomorphology of Escarpments: The Case of Kompotades and Nea Anchialos Faults..*Bulletin of the Geological Society of Greece* 36: 1716-1725.

ANEXOS

ANEXO 1: MAPA GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE GASTRE



Frente	Litología	Lmf (m)	Lr (m)	Smf
1	Granito	46384	16306	2,84
2	Granito	42062	17059	2,47
3	Granito	17136	8743	1,96
4	Sedimentitas	8175	6060	1,35
5	Granito	50998	15170	3,36
6	Sedimentitas	22385	7684	2,91
7	Granito	17110	8795	1,95
8	Granito	31252	14310	2,18
9	Granito	13650	8158	1,67
10	Granito	33148	10164	3,26
11	Granito	31496	14139	2,23
12	Volcanitas	34515	12967	2,66
13	Granito	27983	13071	2,14
14	Granito	12343	9505	1,30
15	Granito	39511	15272	2,59
16	Granito	16986	9649	1,76
17	Granito	94175	29919	3,15
18	Volcanitas	35226	13505	2,61
19	Granito	20157	12574	1,60
20	Granito	28821	14312	2,01
21	Granito	32908	11685	2,82
22	Granito	26732	13003	2,06
23	Granito	41433	16388	2,53
24	Granito	33805	16250	2,08
25	Granito	19301	13610	1,42
26	Volcanitas	30615	16130	1,90
27	Volcanitas	8848	4530	1,95
28	Volcanitas	5748	2994	1,92
29	Granito esc volcanitas	21034	10398	2,02
30	Granito y Volcanita	42791	15248	2,81
31	Volcanitas	11396	6576	1,73
32	Granito	14616	5639	2,59
33	Volcanitas	16778	13835	1,21
34	Volcanitas	34990	18455	1,90
35	Volcanitas	14254	9777	1,46
36	Granito	4633	3798	1,22
37	Sedimentitas	3987	3148	1,27
38	Sedimentitas	12377	7391	1,67
39	Sedimentitas	12434	6695	1,86
40	Sedimentitas	11200	4112	2,72
41	Sedimentitas	12974	6700	1,94
42	Volcanitas	11819	7846	1,51
43	Granito	10313	6692	1,54
44	Sedimentitas	26318	17431	1,51
45	Volcanitas	8282	5082	1,63
46	Sedimentitas	26678	13935	1,91
47	Granito y volcanitas	46403	19519	2,38
48	Sedimentitas	11838	7178	1,65
49	Granito	18343	9306	1,97
50	Granito	45553	14290	3,19
51	Granito	12957	7486	1,73
52	Granito	23158	9931	2,33
53	Granito	9372	4282	2,19
54	Granito	20322	7891	2,58
55	Granito	36231	16773	2,16
56	Granito	71201	27361	2,60
57	Sedimentitas	8816	6006	1,47
58	Sedimentitas	6730	3437	1,96

esc= escasas ; Smf= Lmf/Lr

ANEXO 2: índices de sinuosidad de frentes montañosos (smf).

Estacion	Altura Izq	Altura Der	Altura canal	Ancho	vf
1	1099	1039	1002	600	8,96
2	1076	1099	1014	700	9,52
3	1298	1299	1260	200	5,19
4	1157	1189	1040	520	3,91
5	1289	1208	1074	500	2,87
6	1118	1087	1007	1005	10,52
7	1081	1075	1043	260	7,43
8	1046	1151	1049	170	3,43
9	1135	1150	1066	130	1,70
10	1055	1047	1015	150	4,17
11	1102	1073	1017	200	2,84
12	945	907	879	230	4,89
13	914	913	884	110	3,73
14	908	896	874	130	4,64
15	970	930	905	250	5,56
16	965	957	914	200	4,26
17	1012	1035	975	210	4,33
18	1012	980	956	150	3,75
19	940	944	917	200	8,00
20	968	955	937	100	4,08
21	952	989	920	180	3,56
22	965	939	920	310	9,69
23	1002	1001	901	830	8,26
24	1075	1073	1026	140	2,92
25	997	1001	965	110	3,24
26	1046	1072	1001	120	2,07
27	1107	1077	1019	300	4,11
28	1067	996	969	170	2,72
29	1118	1005	962	400	4,02
30	1101	1089	1024	170	2,39
31	1013	1021	929	690	7,84
32	1062	1072	1024	140	3,26
33	1115	1132	1024	350	3,52
34	1227	1221	1037	840	4,49
35	1334	1214	1125	300	2,01
36	1316	1276	1137	320	2,01
37	1090	1091	1051	280	7,09
38	981	974	922	320	5,77
39	1068	1046	1015	510	12,14
40	1375	1294	1213	680	5,60
41	1415	1192	1141	500	3,08
42	1338	1292	1208	510	4,77
43	1247	1334	1167	280	2,27
44	1211	1240	1110	700	6,06

vf= Ancho del canal/((Altura Derecha -Altura del canal)+ (Altura Izquierda - Altura del Canal))

ANEXO 3. Índice ancho del piso – ancho del valle