



Naturalis

Repositorio Institucional
<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar>

Universidad Nacional de La Plata
Facultad de Ciencias Naturales y Museo



Caracterización estratigráfica, sedimentológica y estructural del sistema de bajos neógenos de Gastre, provincias del Río Negro y del Chubut

Bilmes, Andrés

Doctor en Ciencias Naturales

Dirección: Franzese, Juan R.

Co-dirección: Veiga, Gonzalo D.

Facultad de Ciencias Naturales y Museo
2012

Acceso en:

<http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/id/20120508001247>

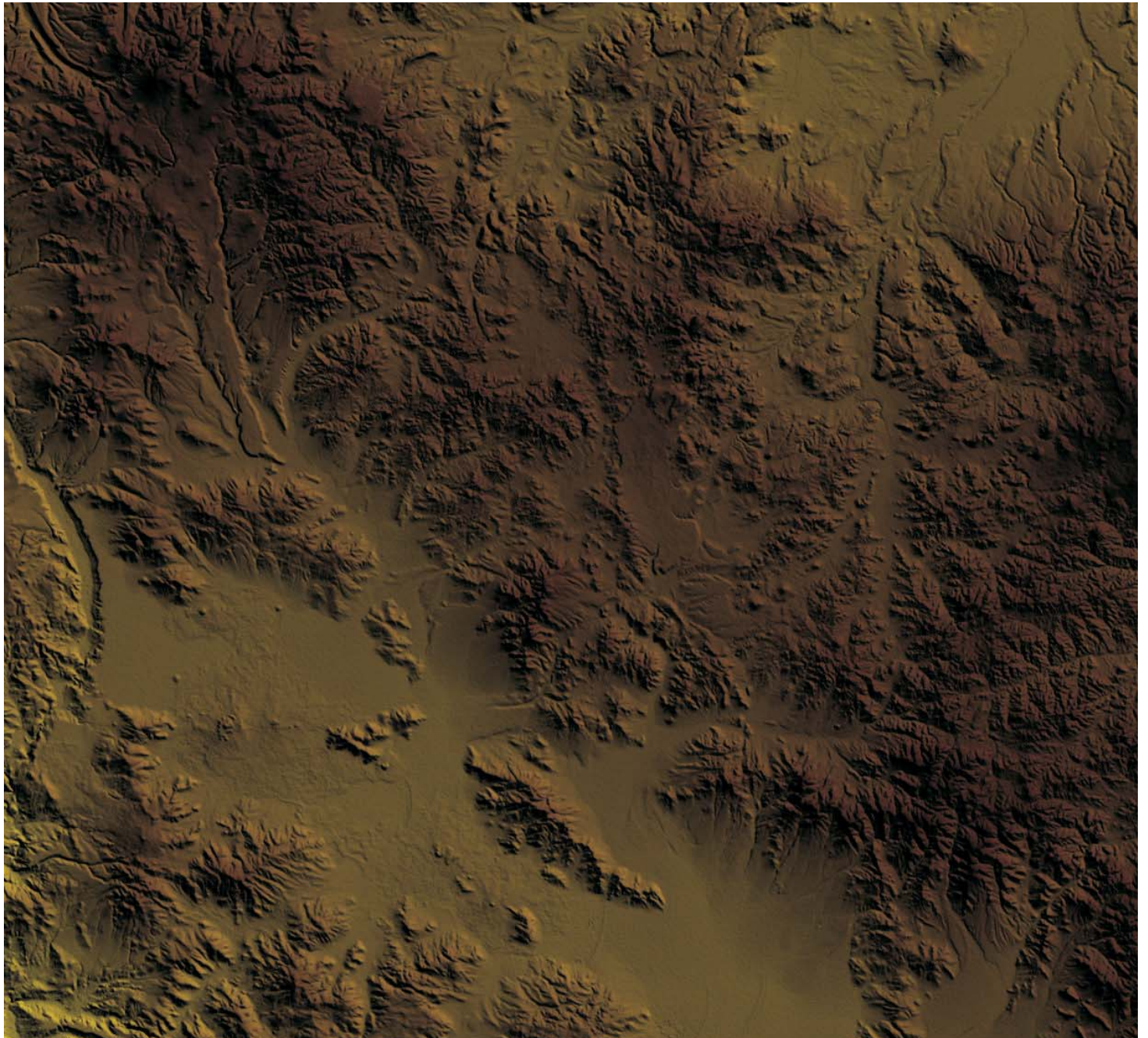


Esta obra está bajo una Licencia Creative Commons
Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional



Naturalis

Repositorio Institucional
FCNyM - UNLP



CARACTERIZACIÓN

ESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRUCTURAL
DEL SISTEMA DE BAJOS
NEÓGENOS DE GASTRE
PROVINCIAS DEL RÍO NEGRO Y DEL CHUBUT

TESIS DOCTORAL 2011
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



AGRADECIMIENTOS

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 radimétricas preexistentes y nuevos y 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 a el 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 quebrado 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 sobrecorrimento 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.

Índice

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>	105
<i>Sistema Lacustre Somero con Dominio de Olas</i>	108
5.2.1.3 Formación Rio Negro.....	111
<i>Sistema Aluvial Distal</i>	111
<i>Sistema Fluvial Entrelazado</i>	113
5.3 DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS Y VOLCÁNICOS CUATERNARIOS.....	116
5.3.1 Unidades Estratigráficas.....	116
5.3.2 Análisis Geomorfológico, Análisis de Facies y Reconstrucción Paleoambiental.....	119
5.3.2.1 Formación Choiquepal.....	123
<i>Sistema de Piedemonte Remanente</i>	123
5.3.2.2 Rocas Volcánicas de la Formación Moreniyeu - Cráter.....	128
<i>Campo Volcánico Basáltico</i>	128
5.4.1.4 Formación Gastre.....	130
<i>Sistema de Piedemonte</i>	131
<i>Piso de Cuenca</i>	134
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.....	159
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

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; 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

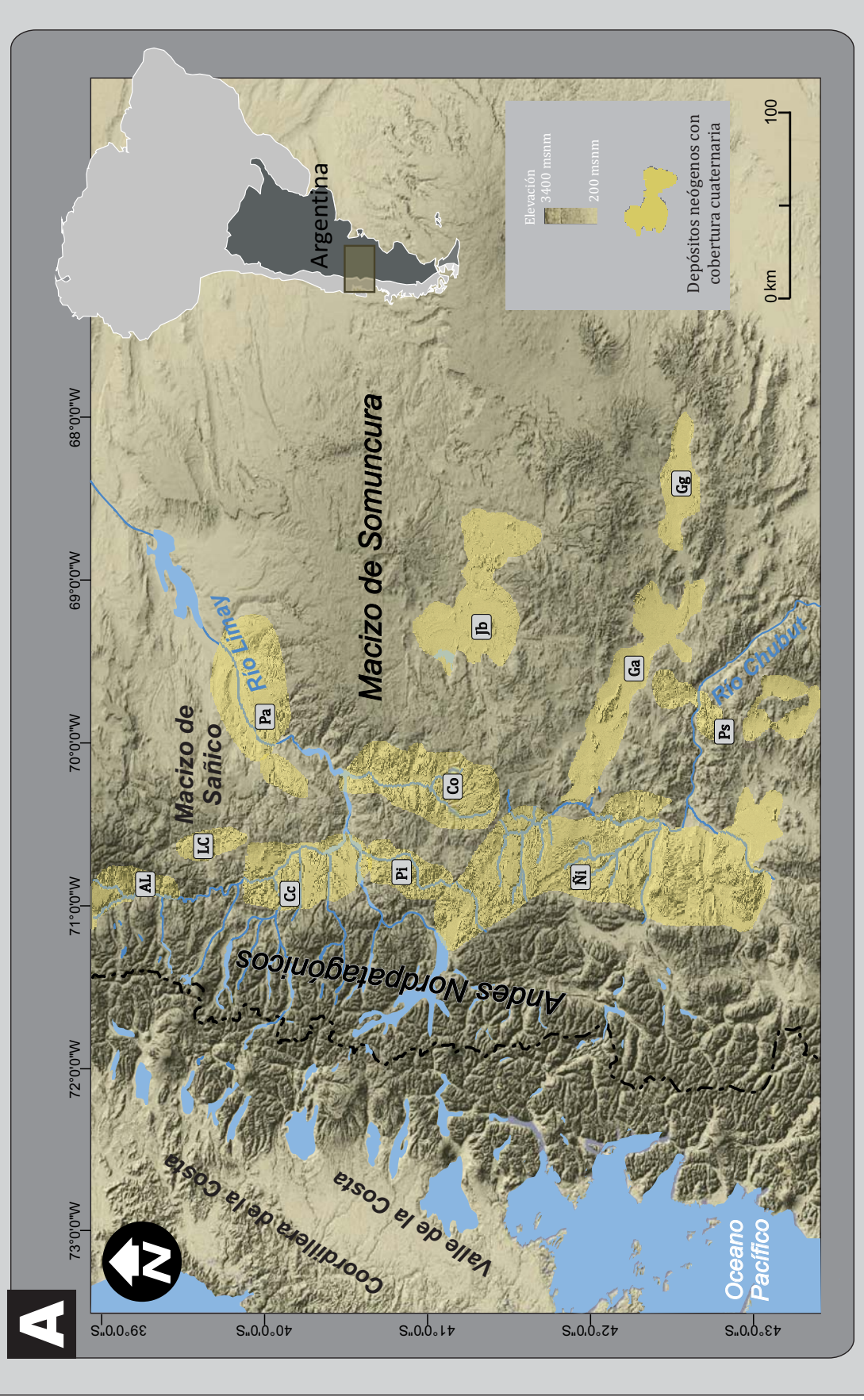


FIGURA 1.1. El Bajo de Gastre en el contexto del antepaís nordpatagónico. Localización y distribución de depósitos neógenos con cobertura cuaternaria en cuencas y bajos. Al: Cuenca de Aluminé, Lc: Cuenca de Las Coloradas, Cc: Cuenca de Collón Curá, Pa: Bajos intermontanos de Piedra del Agulla, Pi: Bajo intermontano Pilcaniyeu, Co: Bajo intermontano Comallo, Jb: Bajo Intermontano Jacobacci, Ni: Cuenca de Ñirihuau, Ga: Bajo intermontano de Gastre, Gg: Bajos intermontanos de Paso del Sapo. Localizaciones de afloramientos tomado de Petersen (1946); Volkheimer (1964); Volkheimer (1965); Volkheimer (1973b); Rabassa (1978); Proserpio (1978); Nullo (1979); Volkheimer (1981); Ramos a Cortés (1984); Carrau et al. (1989); Mazzoni y Stura (1990); Spalletti y Dalla Salda (1996); Cucchi (1998); Cucchi (1999); Ramos (1999b); Figari (2005); Ruiz (2006); Franzese (2011); 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; Gonzáles Bonorino and Rabassa, 1973; Zambrano, 1973; Dessanti, 1974), como desde una estructural, estratigráfica y paleontológica (Coira, 1975; Dalla Salda and Franzese, 1987; Gonzalez Diaz, 1990; Mazzoni y Benvenuto, 1990; Vucetich et al., 1993; Bertels-Psotka, 2000; Vucetich and 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 Marañon en Perú (Barazangid 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 Terciario y el Cuaternario (Coira, 1975; Regairaz y Suivre, 1984; Dalla Salda y Franzese, 1987), la historia previa de la región, que involucra cinturones magmáticos paleozico-mesozicos, estructuración y desarrollo de la cuenca mesozóica de Cañadón Asfalto, ingresiones marinas Atánticas maastrichianas - 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 transurrencia; la herencia tectónica de los procesos previos a su formación; la geometría general de la cuenca y sus subdivisiones internas.
- Reconocer en detalle los diferentes 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, volcaniclásticos 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, 1975), Bajo de Gastre (Proserpio, 1978), Graben de Gastre (Regairaz y Suivre, 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

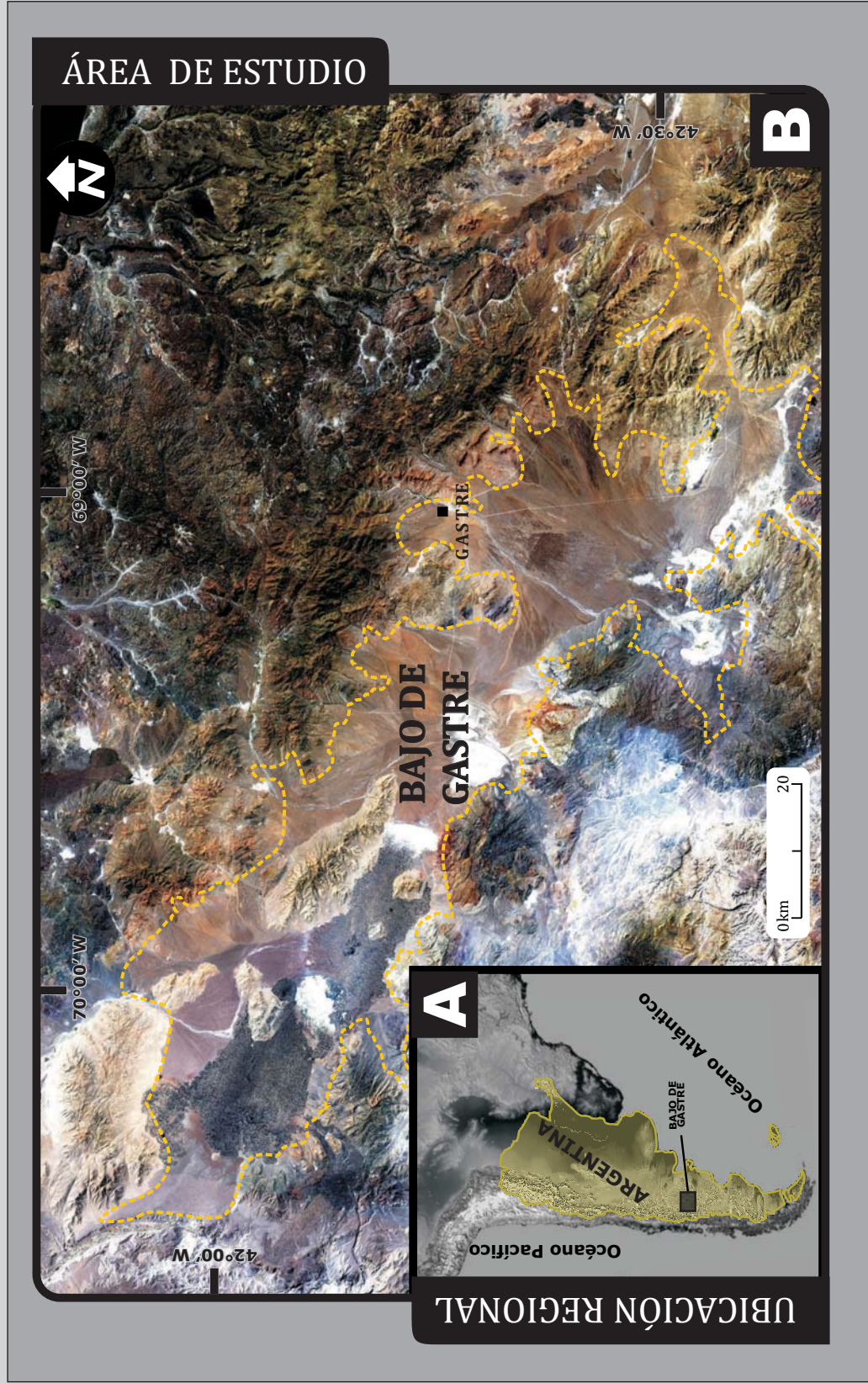


FIGURA 2.1. Ubicación. A: Ubicación regional del Bajo de Gastre en el contexto sur de Sudamérica. B: Imagen ALOS-AVNIR del área de estudio. Con línea amarilla punteada se marcan los límites topográficos del Bajo de Gastre.

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 diseca 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

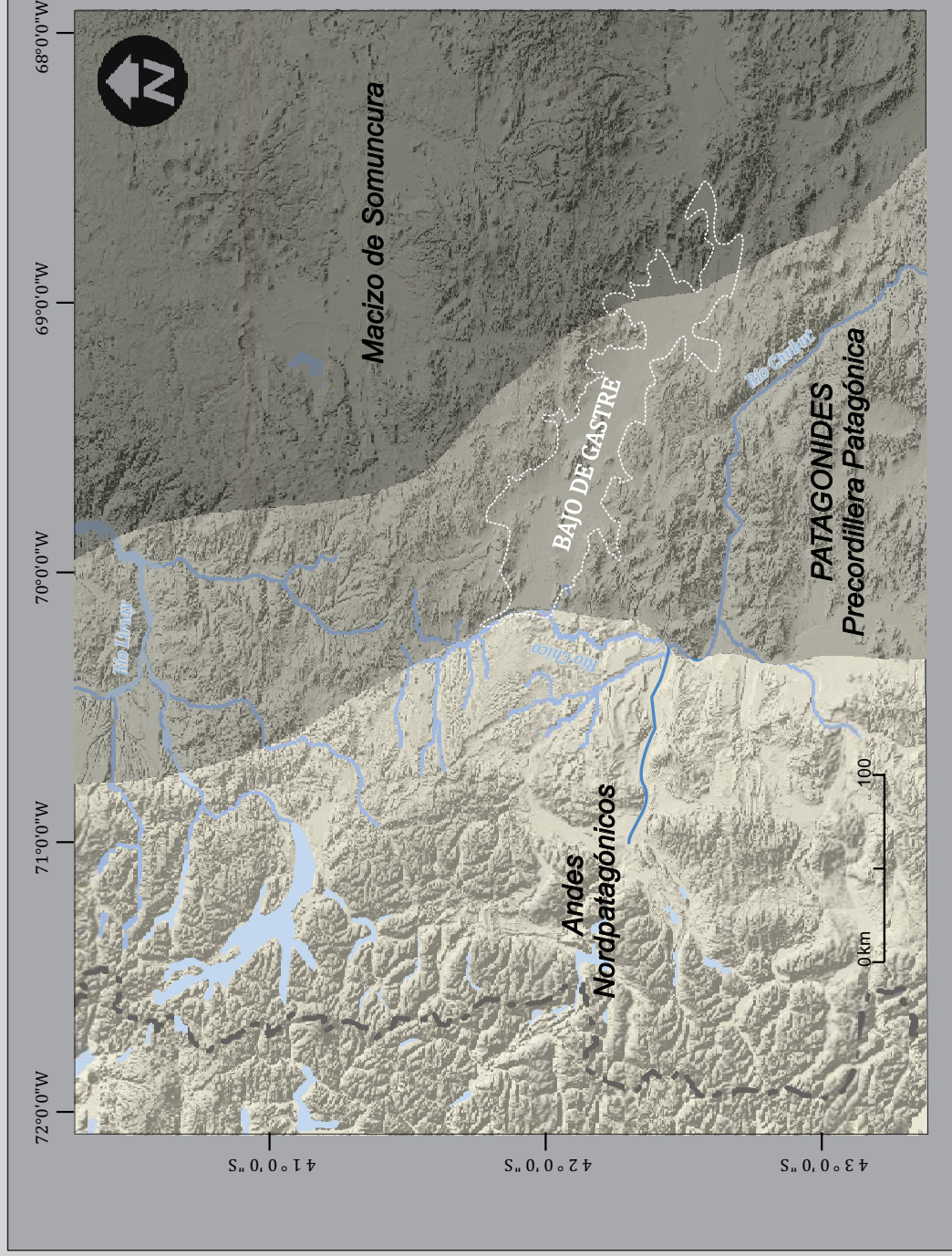


FIGURA 2.3. Provincias geológicas involucradas en el área ocupada por el Bajo de Gastre. De fondo, modelo de elevación NASA SRTM. Límites de provincias geológicas tomado de [Ramos \(1999\)](#)

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-SE y NNW-SSE, 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, 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, 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, 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, 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, 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

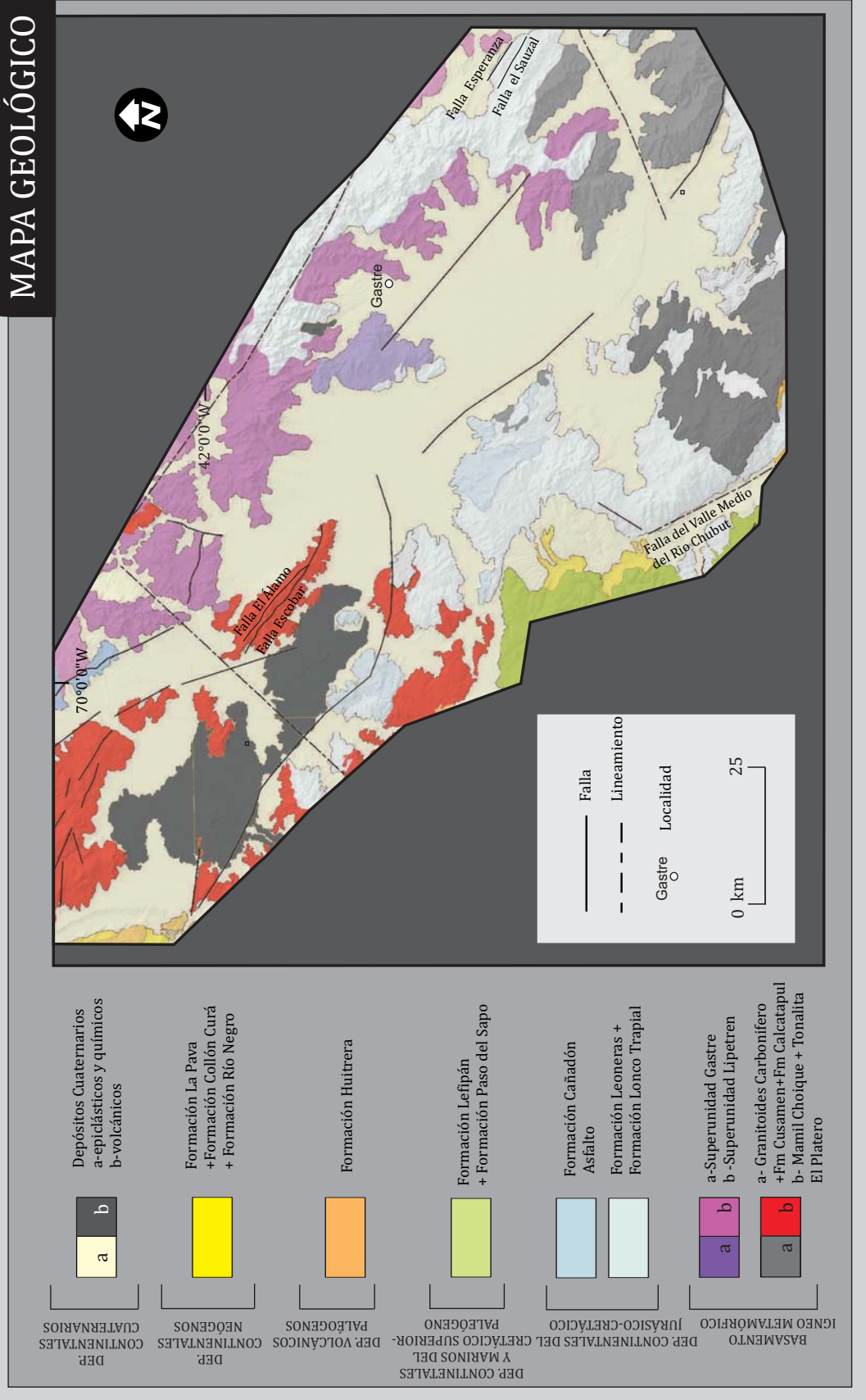


FIGURA 2.4. Antecedentes. Mapa geológico del área de estudio. Tomado de Cingolani et al. (2008)

Todos estos autores han abordado el análisis de este sistema de fracturación desde ópticas diferentes, analizado 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 and Loske, 2004; Figari, 2005), abarcaría episodios tectónicos extendidos desde el Paleozoico hasta el Cuaternario (Volkheimer, 1965; Coira, 1975; Llambías, 1984; Franzese, 1988; Rapela et al., 1992; Costa et al., 1996; Rapela, 1997; von Gosen y Loske, 2004; Figari, 2005; Massaferro 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 Neógeno 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

ERA	PERIODO	PISO	M.a	TRABAJOS REGIONALES PREVIOS						ESTE TRABAJO	ESPESOR max. (m)
				Ravazzoli y Sesana (1977)	Proserpio (1978)	Nillo (1978)	Volkheimer (1981)	Figari y Courtade (1993)			
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO	0.011	Depósitos de las planicies aluviales	Dep. aluviales y eólicos	Depósitos aluviales	Dep. aluviales/eólicos		Depósitos aluviales y fluviales		
			0.126		Fm Cráter		Fm Crater				
	CUATERNARIO	PLEISTOCENO	0.781	Fm Choiquepal	Fm Choiquepal	Fm Choiquepal	Fm Choiquepal	Terciario y Cuaternario	Fm Crater	180	
			2.59		Fm Moreniyeu						
	NEÓGENO	PLIOCENO	3.60	Fm Campana	Antig. nivel de Agrad.		Fm Campana		Fm Moreniyeu		
			5.33								
	NEÓGENO	MIOCENO	11.61	Fm Collon Cura	Fm La Pava	Fm La Pava	Fm Collon Cura		Fm Río Negro	90	
			15.97								
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	23.03		Tobas limosas y arenosas				Fm Collon Cura	10	
			33.9								
PALEÓGENO	EOCENO	55.8	Fm Huitrera					Fm Huitrera	200		
PALEÓGENO	PALEOCENO	65.5						Fm Lefipán	400		
MEZOSÓICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	99.6		Fm Angostura Colorada	Fm Angostura Colorada	Fm Angostura Colorada		Fm Paso del Sapo		
	JURÁSICO	SUPERIOR	145.5		Rocas volcánicas e hipabisales	Fm Taquetrén	Fm Taquetrén	Fm Cañadón Asfalto Superior	Fm Cañadón Asfalto	1100	
			161.2		Fm Taquetrén	Fm Coyueque		Fm Cañadón Asfalto Inf.			
	JURÁSICO	MEDIO	175.6		Fm Taquetrén			Fm Lonco Trapial	Fm Lonco Trapial	1000	
JURÁSICO	INFERIOR	199.6		Fm Cañadón Asfalto			Fm Las Leoneras	Fm Las Leoneras	250		
		251		Fm Lipetrén, Fm Mamil Choique, Fm Calcatapul	Fm Lipetrén, Fm Mamil Choique, Fm Calcatapul	Fm Lipetrén, Fm El Platero	Fm Lipetrén, Fm Mamil Choique	Basamento igneo-metamórfico			
PRECÁMBRICO			542	Fm Mamil Choique, Fm Cushamen	Fm Cushamen		Fm Cushamen	Fm Cushamen			

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 igneo 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, quimicos 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 (Homovc 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), interpretadas como 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 Rio 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

(Gonzalez Diaz, 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, en base a dataciones isotópicas realizadas en esta misma unidad, fuera del área de estudio (Tabla 2.1) (Marshall et al., 1977; Rabassa, 1978; Nullo, 1979; Gonzalez Diaz y Nullo, 1980; Cazau et al., 1989; Mazzoni and 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 (Gonzalez Diaz et al., 1986; Gonzalez Diaz, 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; Gonzalez Diaz 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 arenas, formando parte de los depósitos de piedemonte. Su edad se asigna tentativamente al Pleistoceno Medio a Superior en base a la edad de coladas basálticas que la suprayacen.

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	Gonzalez Diaz y Nullo 1980
10	Paso Flores	Collón Curá	Ignimbrita	11	1	Collón Curá	Gonzalez Diaz 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 Chico	toba	14,1	1	Collón Curá	Gonzalez Diaz et al 1991
16	C. Putkamer	Río Chico	toba	14,1	1	Collón Curá	Gonzalez Diaz et al 1992
17	Limay Chico	Río Chico	toba	8	2	Collón Curá	Gonzalez Diaz 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	Crater	Basalto	1,9	0,4	Gastre	CONEA/Mena 2005
4	Mojón	Crater	Basalto	3,3	0,4	Gastre	CONEA/Mena 2005
6	Crater Río Chico	Crater	Basalto	0,32	0,6	Gastre	Pécskay et al 2007
7	Crater Río Chico	Crater	Basalto	0,36	0,13	Gastre	Pécskay et al 2007
8	Crater Río Chico	Crater	Basalto	0,23	0,1	Gastre	Pécskay et al 2007
9	Cono erodado	Crater	Basalto	1,04	0,43	Gastre	Pécskay et al 2007
10	El Relicho/Fermín	Crater	Basalto	0,58	0,31	Gastre	Pécskay et al 2007
11	El Relicho/Fermín	Crater	Basalto	0,61	0,24	Gastre	Pécskay et al 2007
12	El Relicho	Crater	Basalto	0,8	0,1	Gastre	CONEA/Mena 2005
13	El Relicho	Crater	Basalto	0,8	0,1	Gastre	CONEA/Mena 2005

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

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., 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 Suivre, 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

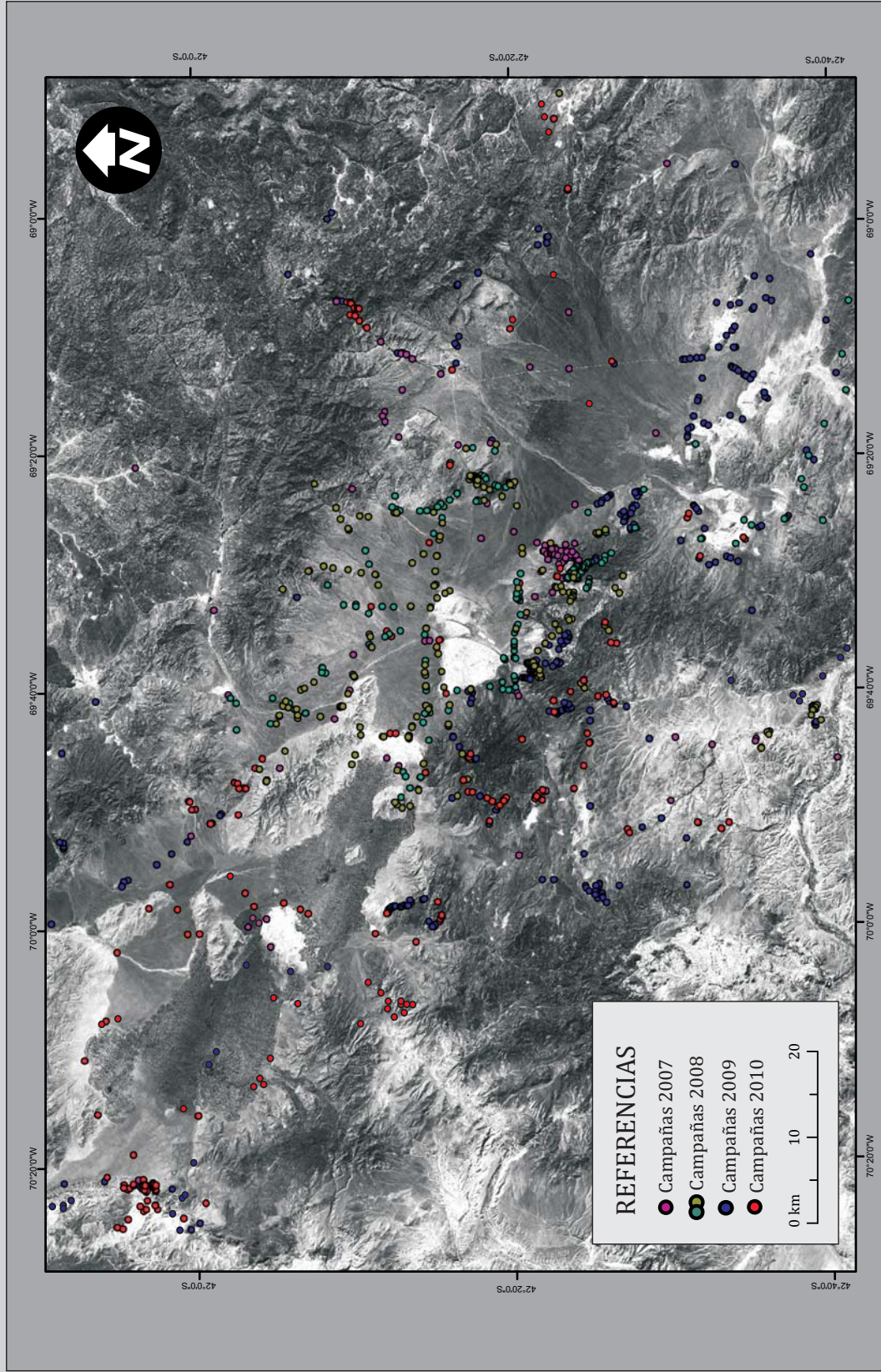


FIGURA 3.1. Metodología. Sitios de control de campo realizados durante las distintas campañas. Los círculos representan puntos de control donde se registraron mediciones y/o observaciones estratigráficas, estructurales, sedimentológicas y geomorfológicas.

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 clinoformas, 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 volcanoclásticas 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 accesionales) 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 analizado, cuando se exhibían, parámetros de erosión en clastos mayores a 20 cm. Estos parámetros fueron: grado de enterramiento, presencia de punteaduras, presencias de superficies facetadas, enrojecimiento subsuperficial, presencia de barnices superficiales y presencias 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

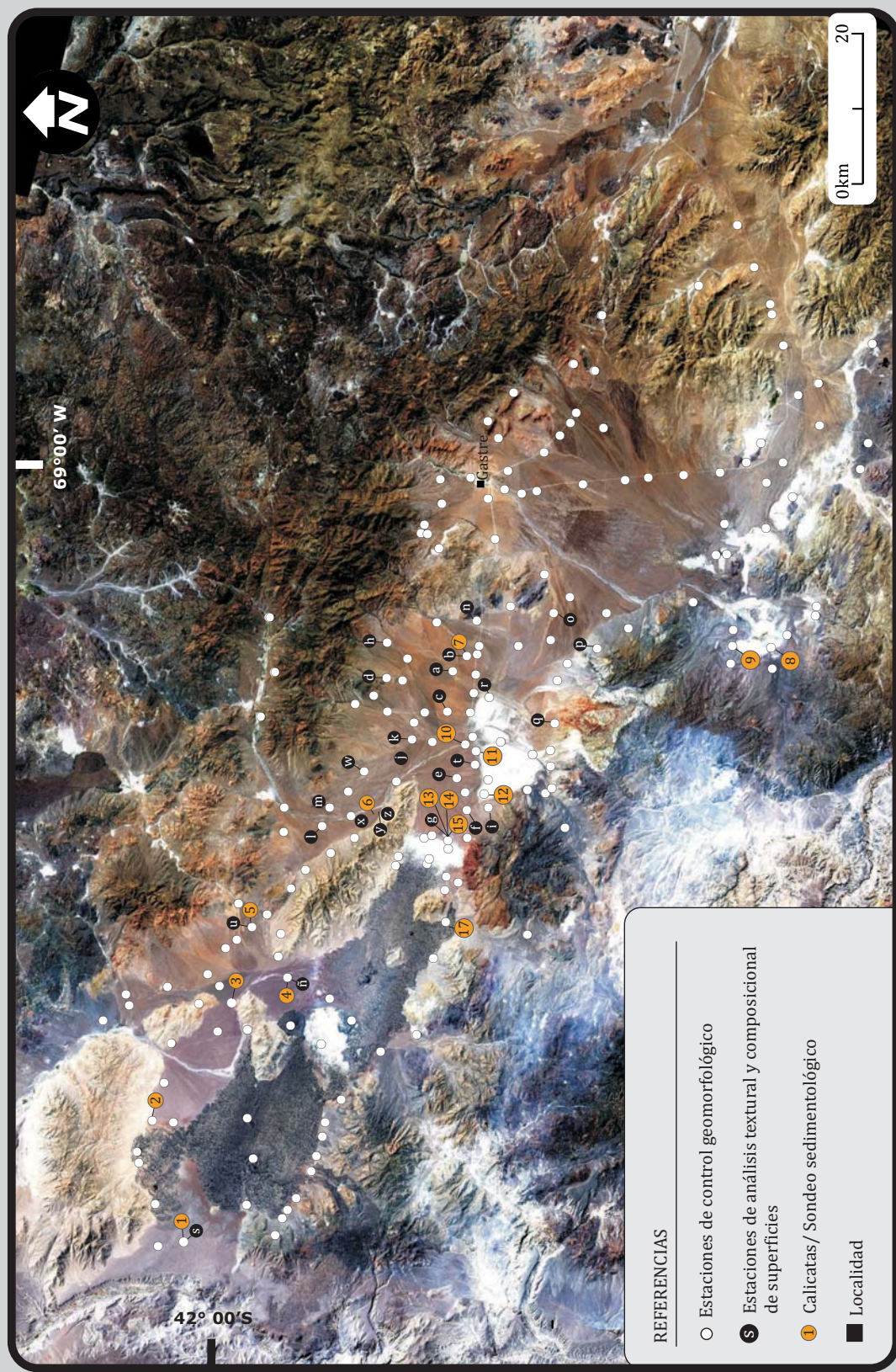


FIGURA 3.2. Metodología. Caracterización de depósitos cuaternarios. Localización de estaciones de control geomorfológico (191), estaciones de análisis textural y composicional de superficies (27) y calicatas/testigos (17)

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*

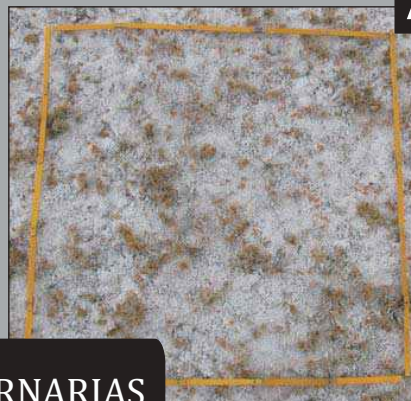
Para caracterizar los procesos que dieron origen a las geoformas se efectuaron 16 calicatas (Figura 3.4) y se extrajo un testigo del fondo de la Laguna Taquetrén (Figura 3.5). El testigo tuvo una longitud total de 1,8 m y una pulgada de diámetro y fue embalado herméticamente para luego ser estudiado 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

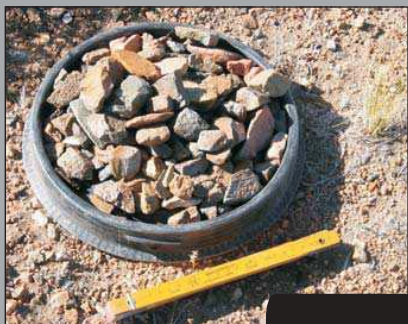
A



SUPERFICIES CUATERNARIAS



B



100 CLASTOS MAYORES

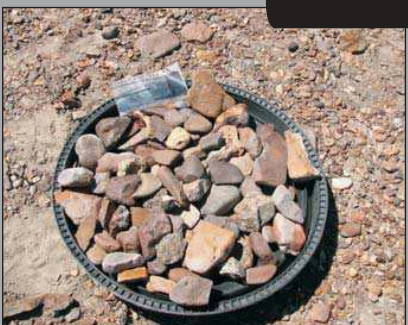


FIGURA 3.3. Metodología, análisis de superficies. A: Grillas de 1x1 m donde se realizaron análisis texturales y composicionales.

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

METODOLOGÍA: CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS CUATERNARIOS

PERFILES VERTICALES REALIZADOS EN CALICATAS

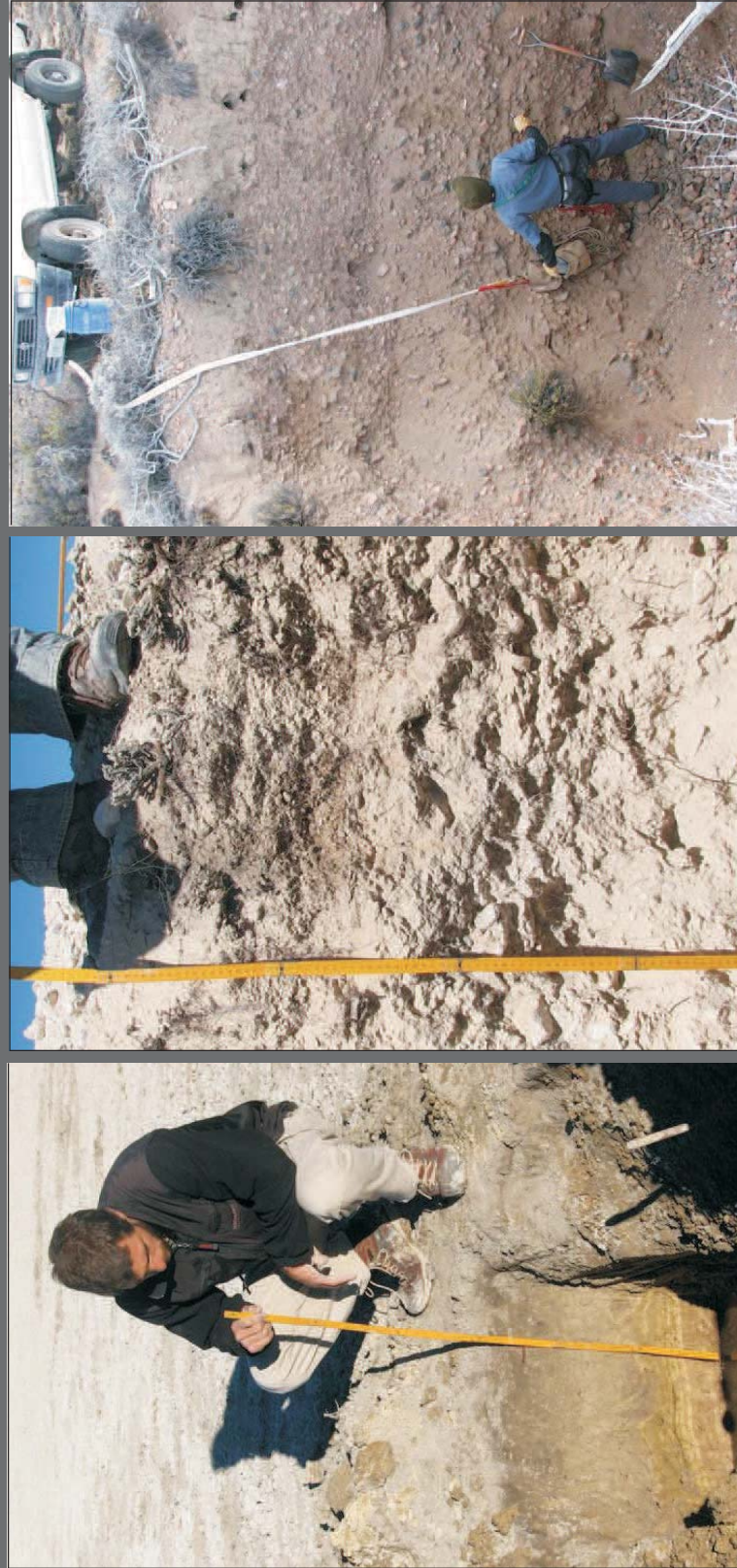


FIGURA 3.4. Caracterización de depósitos cuaternarios. Levantamiento de perfiles sedimentológicos en calicatas.

METODOLOGÍA: CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS CUATERNARIOS

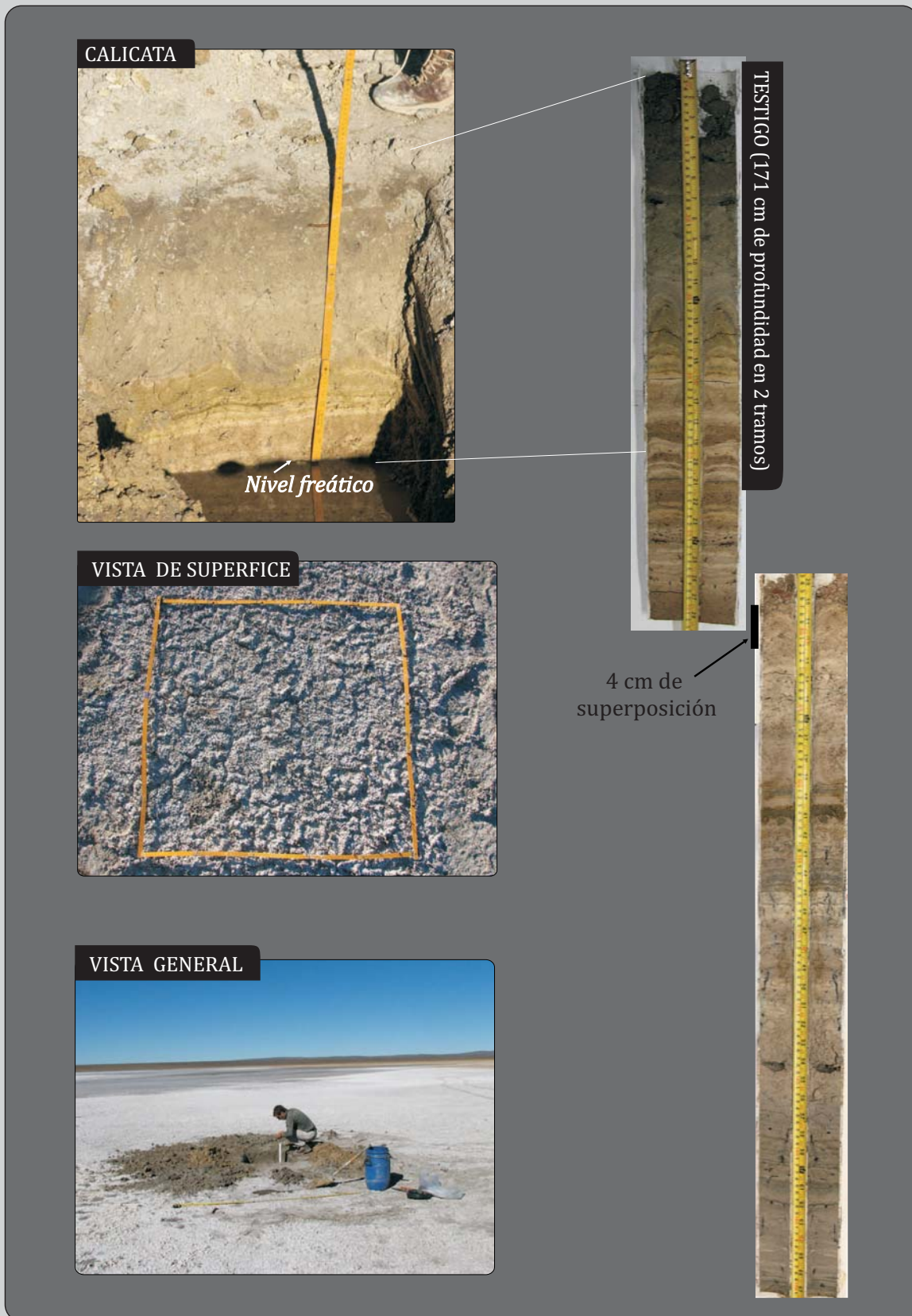


FIGURA 3.5. Metodología. Caracterización de depósitos cuaternarios. Extracción de testigo (171 cm) en el fondo de la Laguna₂₈ Taquetrén.

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).

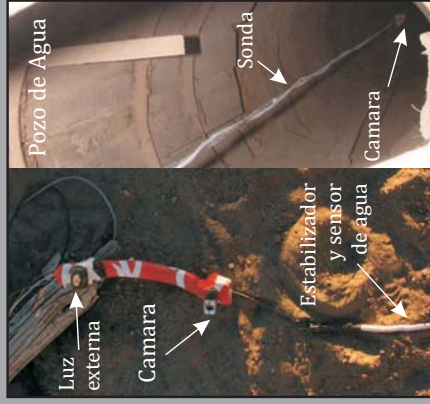
3.2 TAREAS DE GABINETE

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

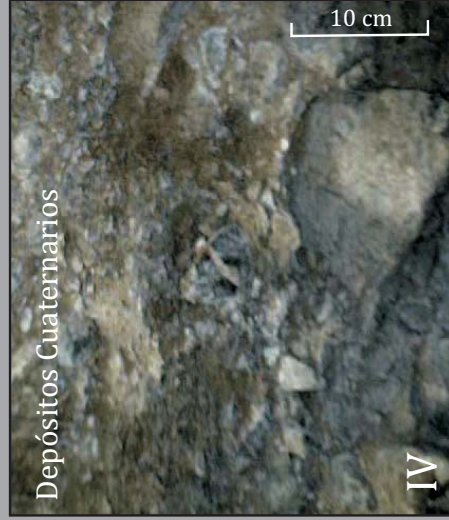
METODOLOGÍA: REGISTRO DE IMÁGENES DE POZO

EQUIPO UTILIZADO



A

IMÁGENES ADQUIRIDAS DE DEPOSITOS NEOGENOS 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 volcánoclasticos 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 (ver 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).

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 evidencias registradas en informes técnicos inéditos (CNEA, 1990) y de observaciones registradas durante las tareas de campo, se construyó un modelo en 3D del tope de la Formación Collón Cura 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 (ver 3.1.5 Metodología) y de datos directos de afloramientos de la Formación Collón Cura. 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 Cura 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 Cura 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®.

METODOLOGÍA: CENTRALIZACIÓN DE LA INFORMACIÓN EN UN SIG

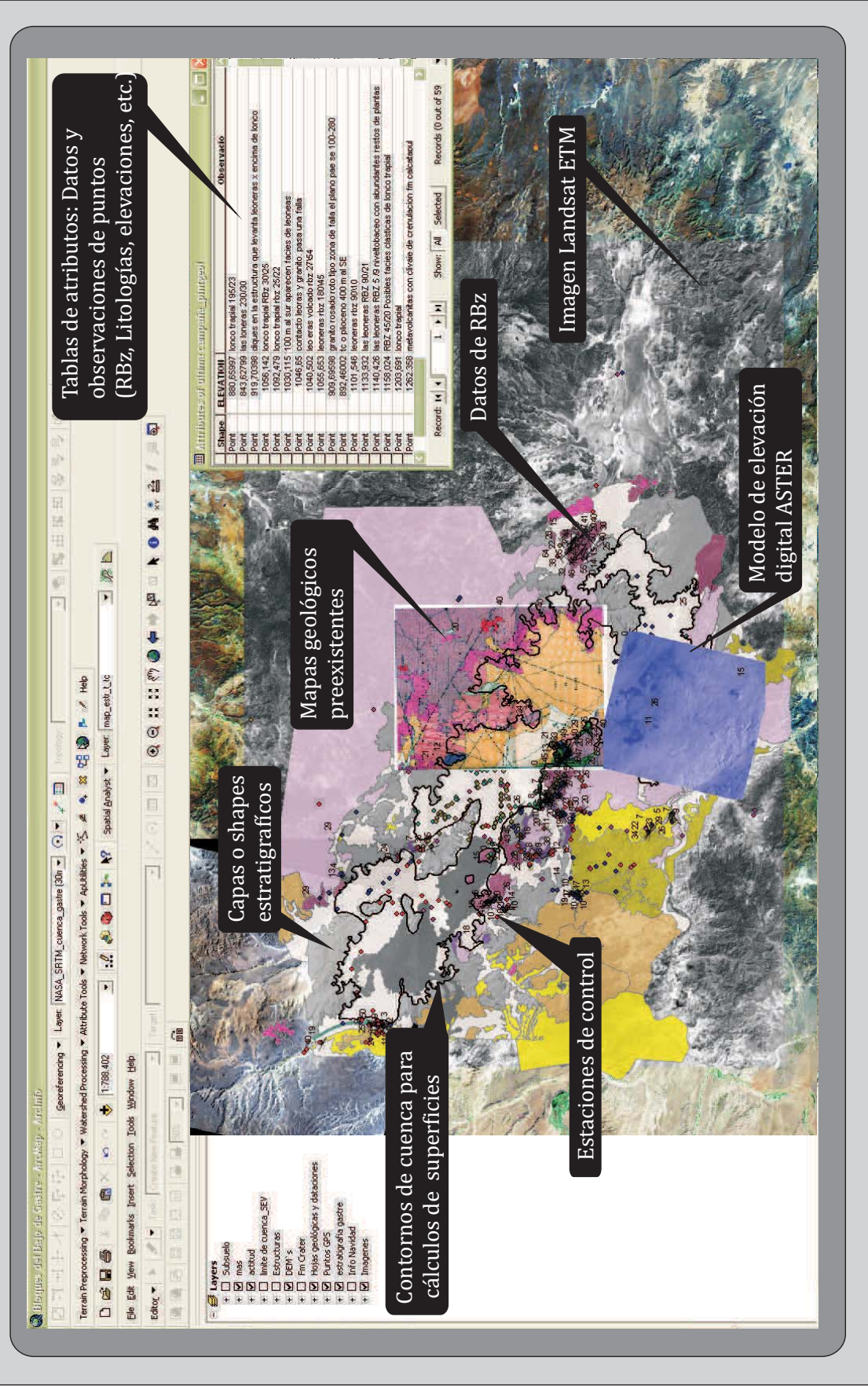


FIGURA 3.7. Metodología. Centralización de la información propia (P.e.: mapeo estratigráfico, datos de rumbo e inclinación, estaciones de control de superficies) y de antecedentes (P.e.: mapas geológicos, pozos de agua) en un sistema de información geográfica (SIG).

3.2.6 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 el 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 Perez 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 (ver 3.2.2. *análisis morfológico-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

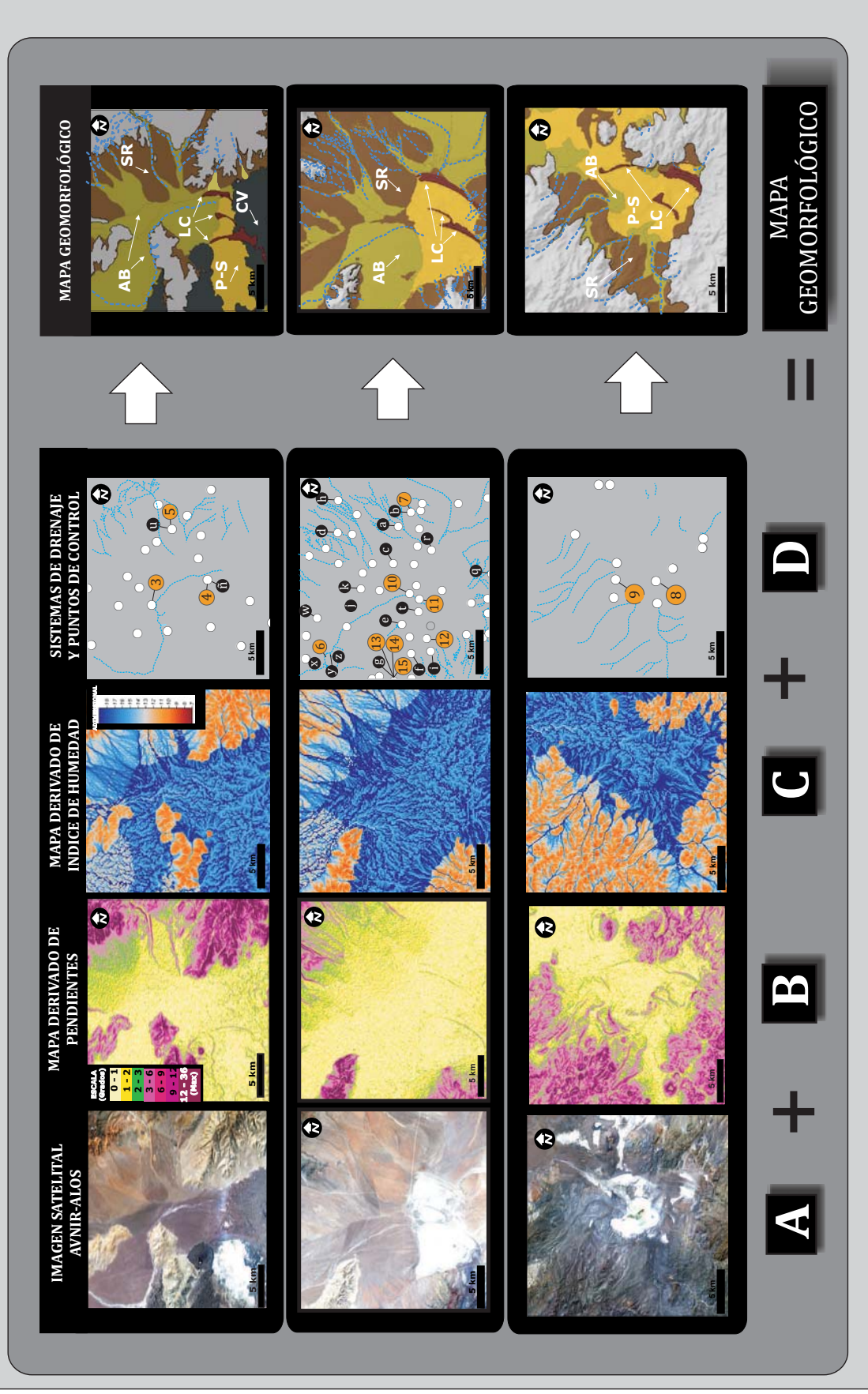


FIGURA 3.8. Metodología. La utilización de diferentes herramientas permitió la construcción de un mapa geomorfológico A: Imágenes satelitales, B: Mapa derivado de Pendientes, C: Mapa derivado de Índice de Humedad, D: Cursos transitorios y puntos de control (referencias de los mismos en figura 3.2). En 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 600 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 (Bermúdez y Delpino, 2011), cubriendo depósitos aluviales y fluviales más antiguos (Regairaz y Suivre, 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-magmático que tuvieron anteriormente lugar? ¿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 analizar la distribución y la cronología de las estructuras que la limitan, asociadas a los fuertes lineamientos previamente definidos en el área (ver 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 m de altura (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

LA CUENCA DE GASTRE

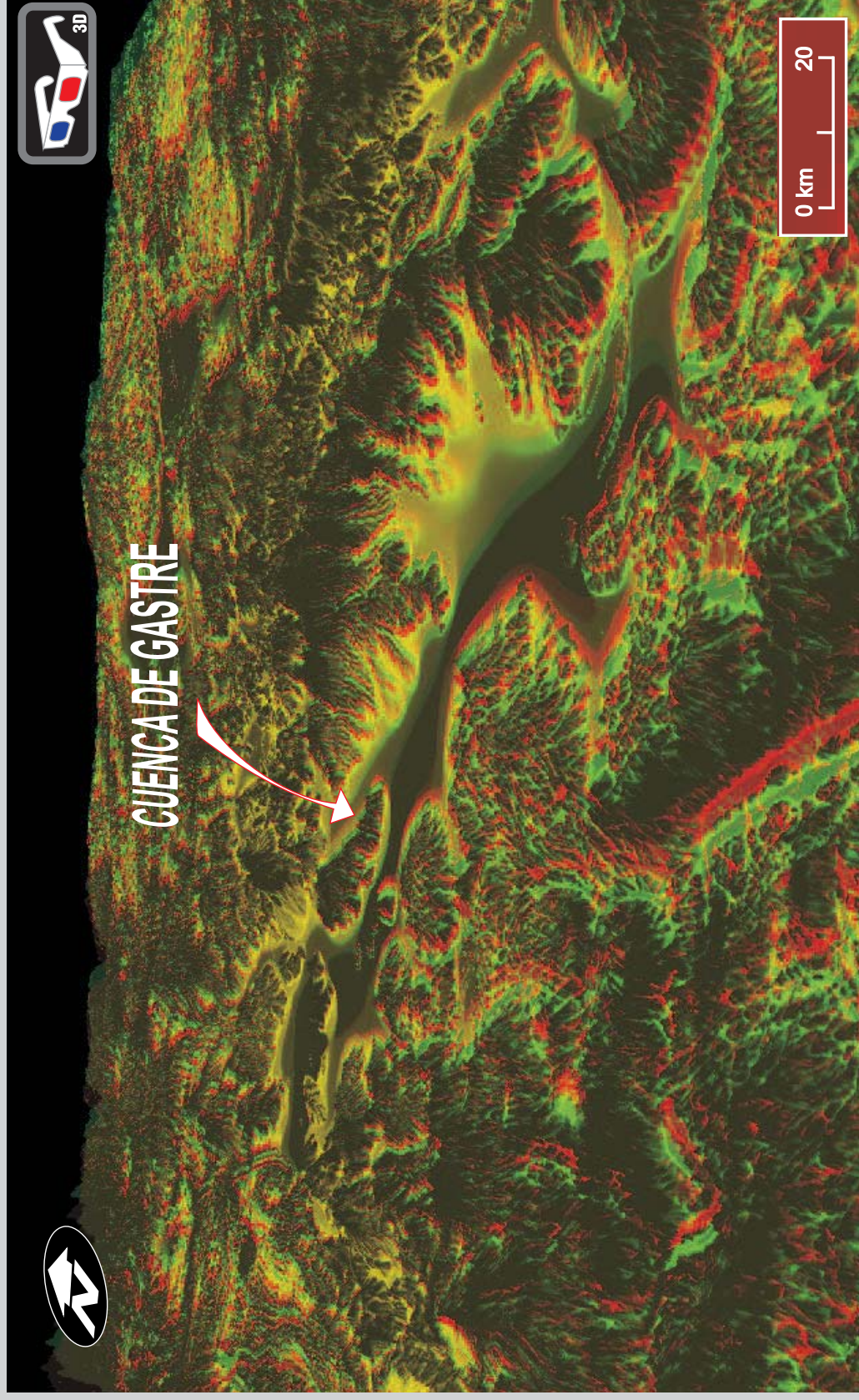


FIGURA 4.1. Vista 3D de la Cuenca de Gastre. Anaglifo construido a partir de un mapa derivado de pendientes.

LA CUENCA DE GASTRE

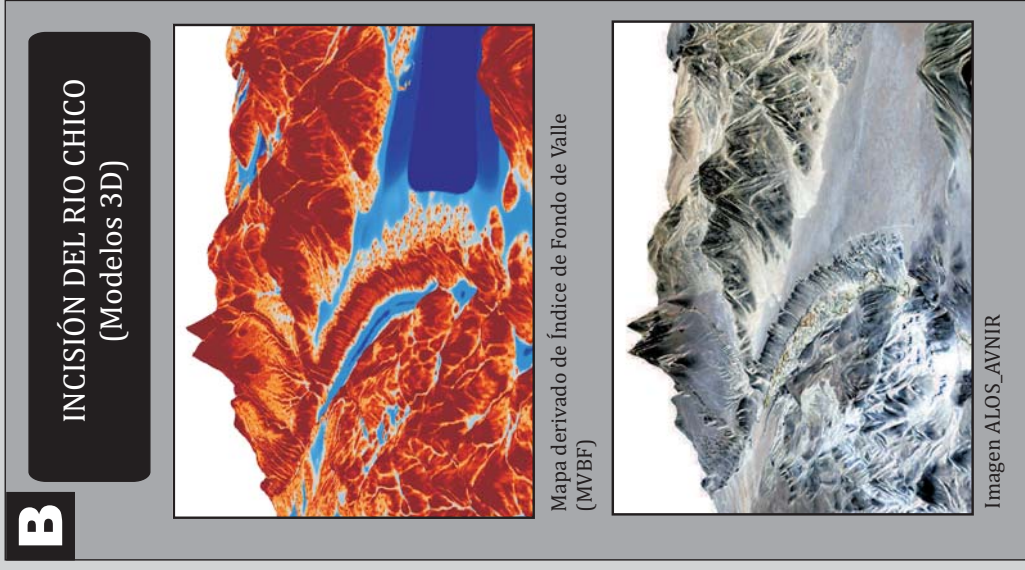
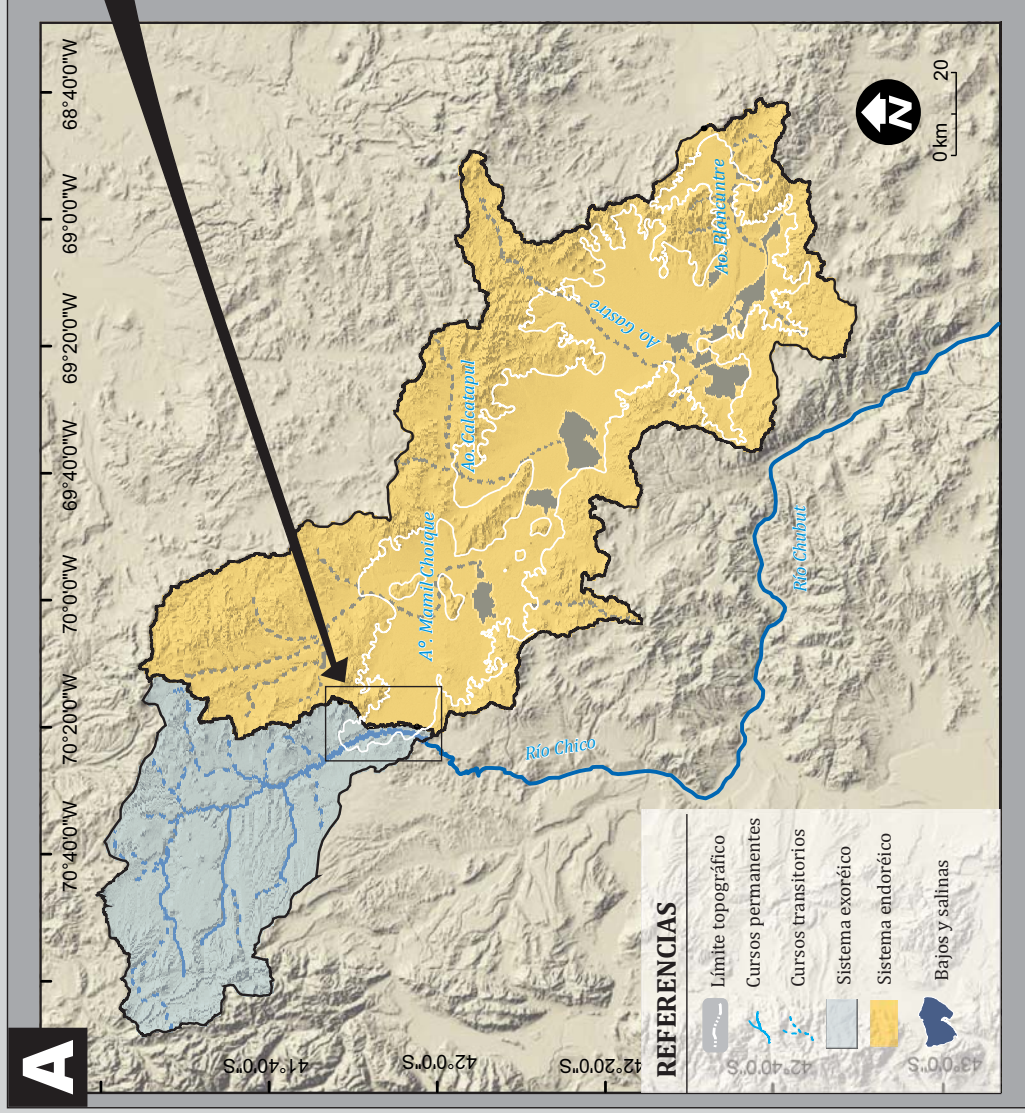


FIGURA 4.3. Sistemas de drenaje de la Cuenca de Gastre. A: Sistemas exorreico y endorreico. B: Modelos 3D de la incisión generada por el Río Chico en el límite oeste de la cuenca. Arriba: Mapa derivado de Fondo de Valle (MVBFB). Abajo: Imagen ALOS-AVNIR. En ambos casos se utilizó para la coordenada de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

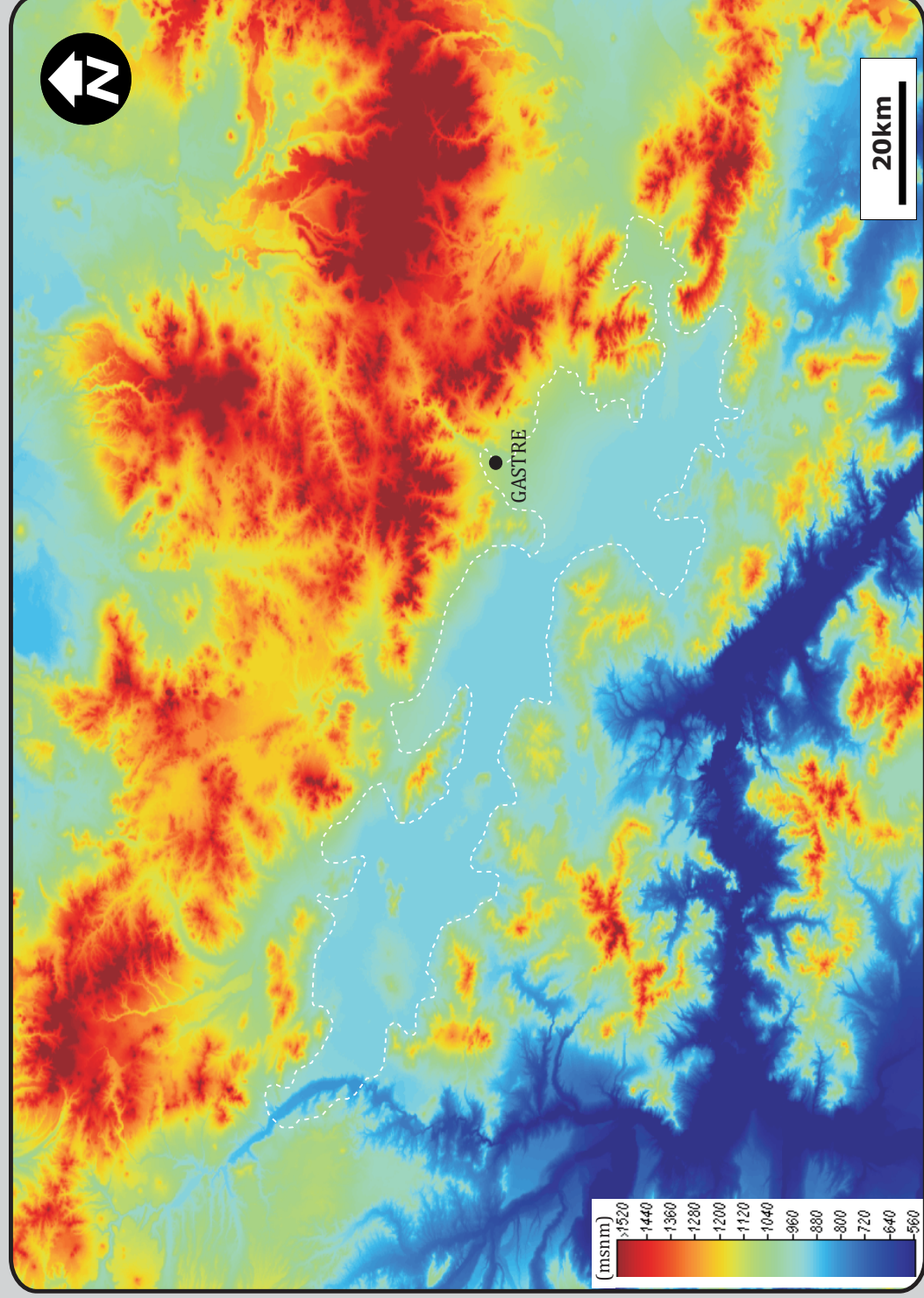


FIGURA 4.4. Modelos digital de elevación de la Cuenca de Gaste (NASA SRTM- remuestreado a 60 m).

marinas del Cretácico Superior-Paleógeno (Anexo 1; Figuras 4.2, 4.4). Por encima de los 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 (ver Capítulo 2.2.1). Episodios de deformación contraccional en el Cretácico Temprano tardío (Figari, 2005; Allard et al., 2011), fueron antecedidas por fases distensivas Jurásicas (Figari, 2005), que a su vez habían sido precedidas por eventos de deformación más antiguos (Coira, 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, 1975; Regairaz y Suivre, 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, 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 constituidos 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

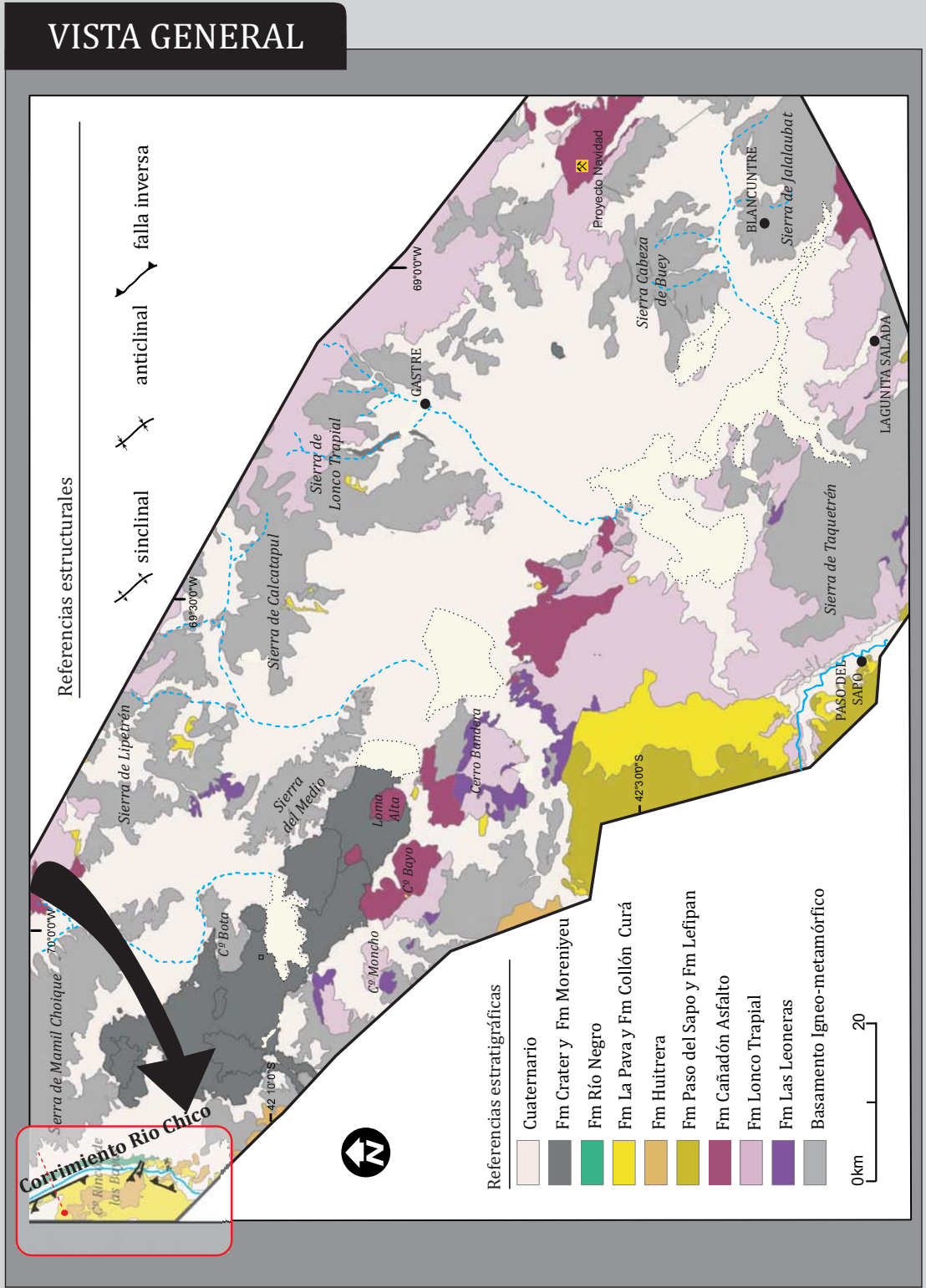


FIGURA 4.6. Mapa geológico de la Cuenca de Gastre. Se resalta el Sector Oeste de la misma con las estructuras que lo caracterizan. Para más información de este sector consultar Anexo 1. La línea roja punteada marca la ubicación de la figura 4.7a

LA CUENCA DE GASTRE: REGIONES MORFOGEOLÓGICAS

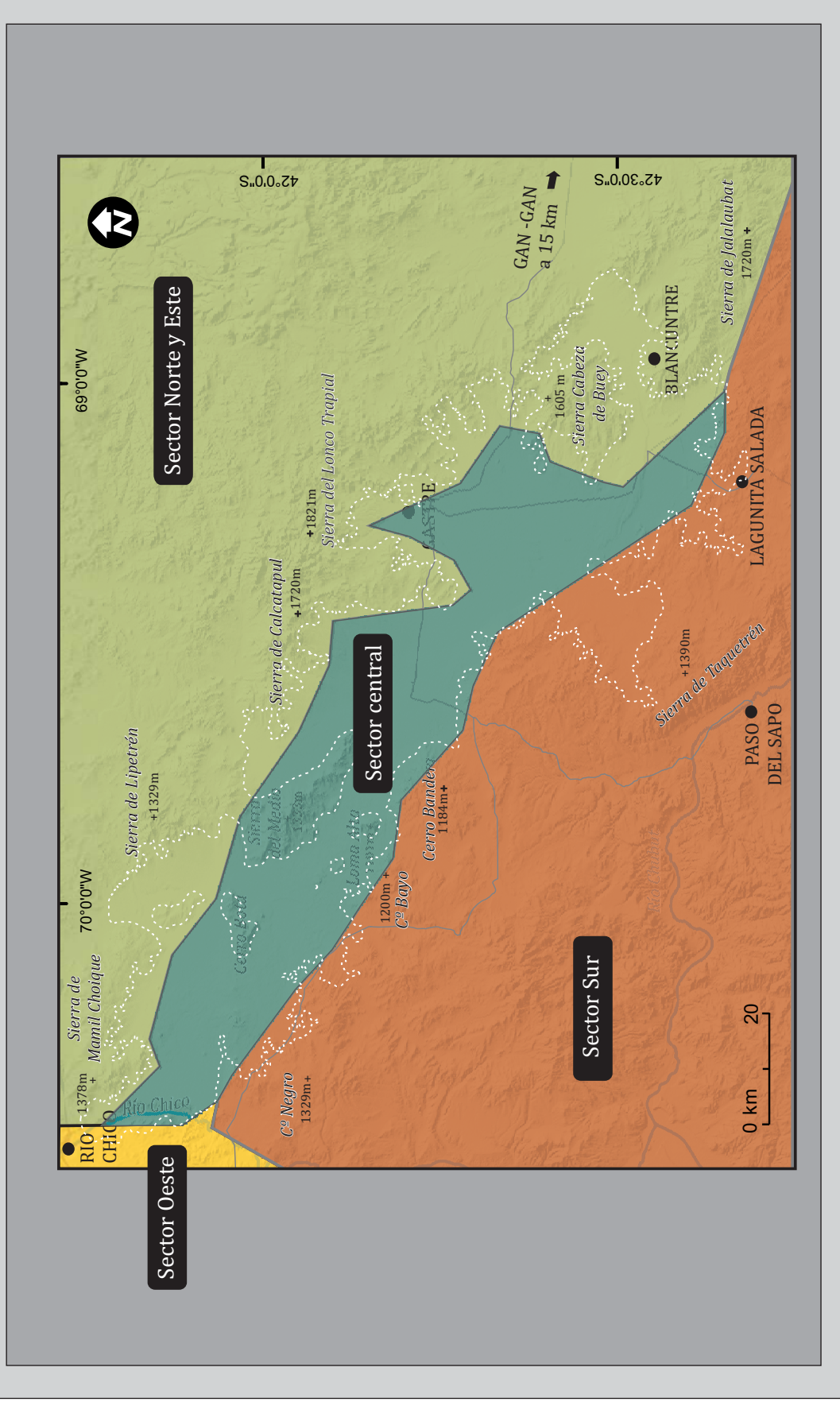


FIGURA 4.5. Regiones morfogeológicas de la zona de estudio definidas a partir de características topográficas, fisiográficas y naturaleza litológica

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR OESTE



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

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 WSW-ENE en el límite oriental de la cuenca, hasta NW-SE 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, 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

sinérgicas y antitérgicas se relacionan entre sí a distintas escalas (Anexo 1; Figura 4.8). Las sumatorias 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 orientación NNO-SSE 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 morfológicos se infiere la presencia de otras dos estructuras contraccionales al este de esta falla. Se trata de dos fallas antitérgicas de rumbo NNW-SSE 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 antitérgico de estructuras habría sido responsable, al este 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-SE 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 compuesto por rocas de las 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 solo 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, 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

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR SUR

VISTA GENERAL

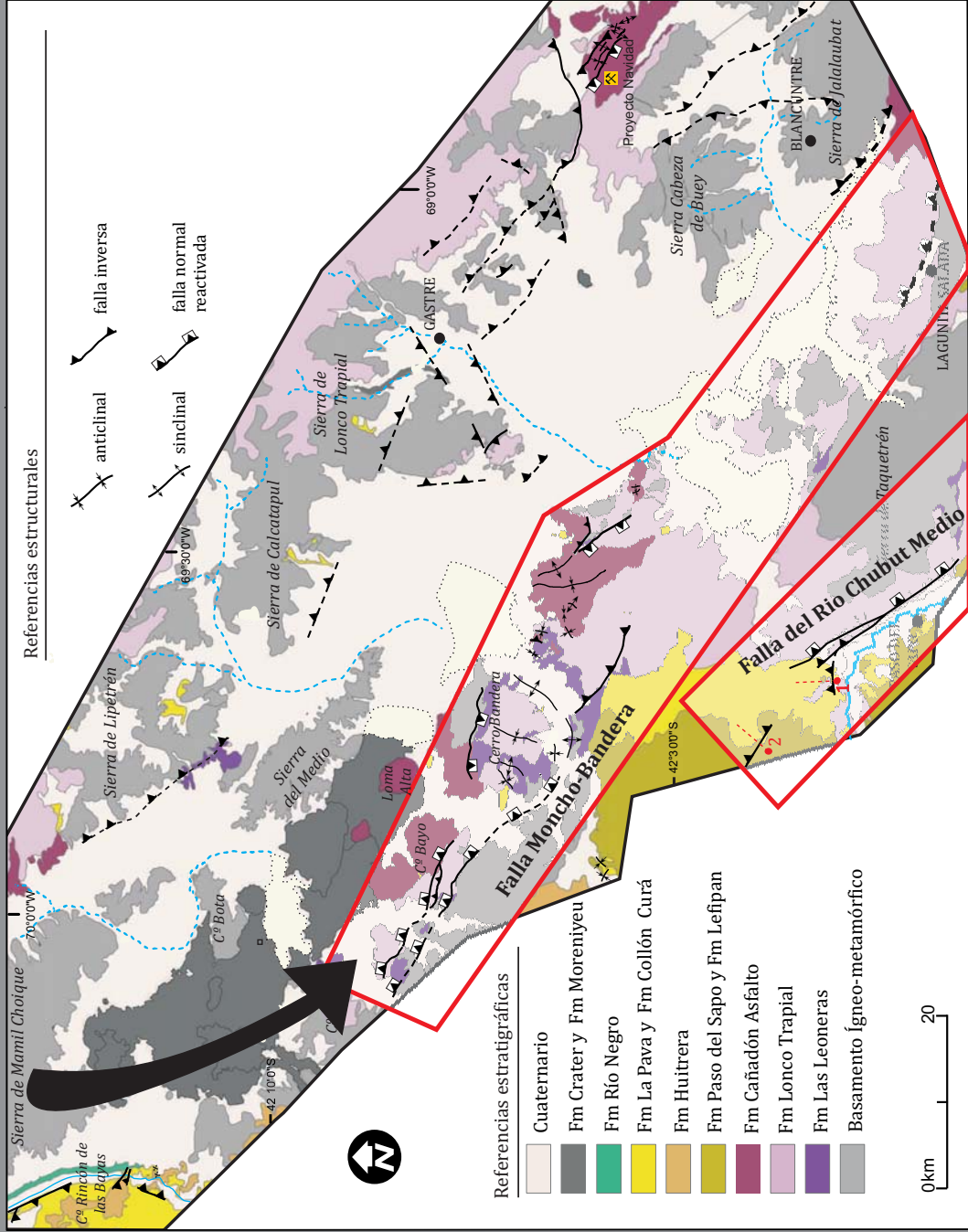


FIGURA 4.9. Mapa geológico de la Cuenca de Gastre. Se resalta el Sector sur con las estructuras que lo caracterizan. Para más información de este sector consultar Anexo 1. Las líneas rojas punteadas marcan las secciones fotográficas de las Figuras 4.10a (1) y 4.10b (2)

traslapan en forma horizontal en su parte media y superior (Figura 4.10a). La disposición 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 o *footwall shortcuts* (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 (Ruiz, 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 o *footwall shortcut* generado durante la inversión (McClay y Buchanan, 1992; Henk y Nemcok, 2008). La relación sintética entre dos estructuras normales invertidas permite definir la

SECTOR SUR: RELACIONES DE SUPERPOSICIÓN Y ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN

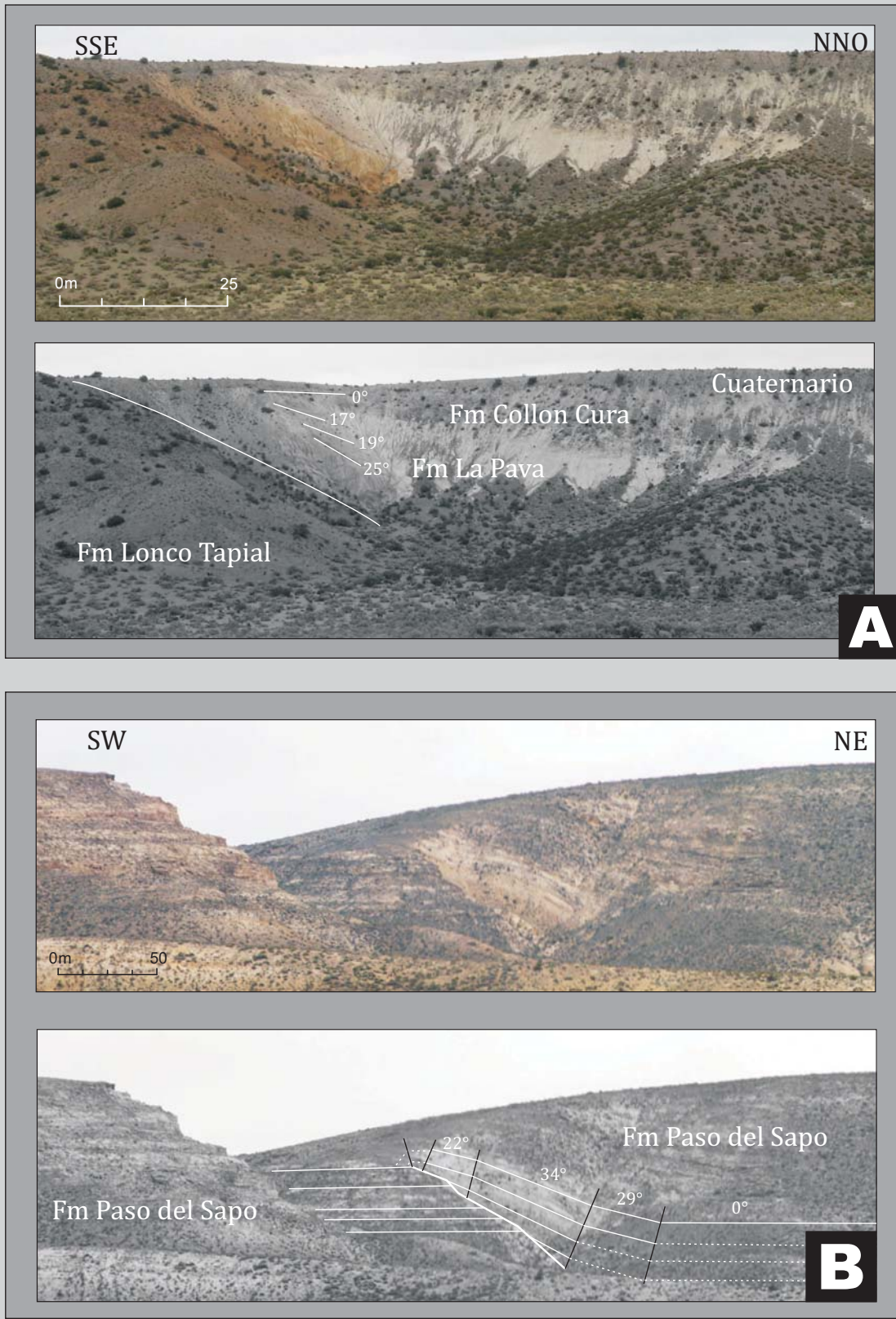


FIGURA 4.10. Principales rasgos estructurales del Sector sur. A: Estratos plegados de la Formación La Pava y estratos de crecimiento en la Formación Collón Curá que hacia el tope de la misma aparecen en forma horizontal líneas blancas representan proyección de estratos (n =14). Ubicación en Figura 4.9 (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

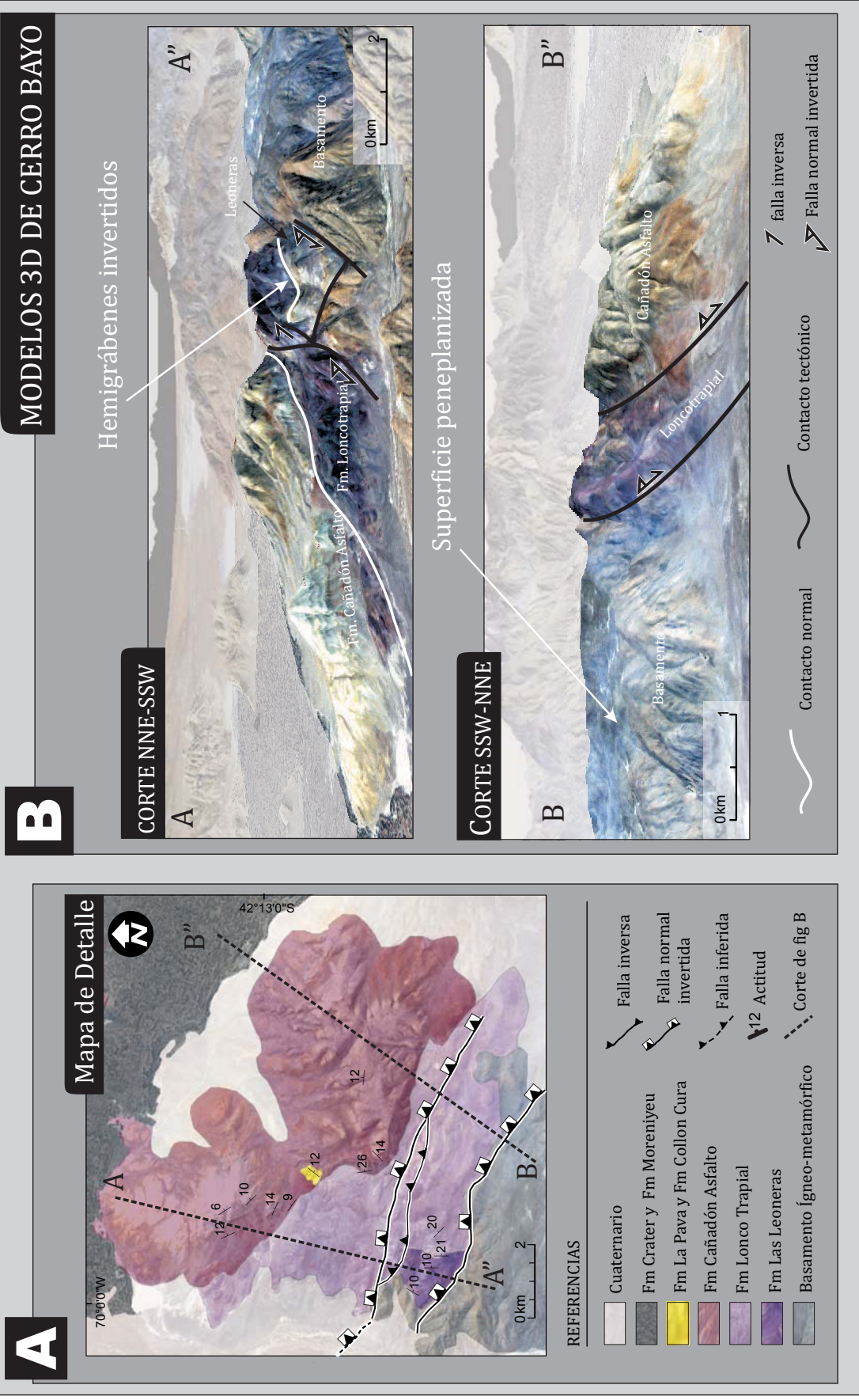


FIGURA 4.11. Análisis estructural de detalle en el sector sur de la Cuenca de Gastre: Cerro Bayo. A: Mapa geológico de detalle B: Modelos digitales de elevación 3D con superposición de imágenes ALOS-AVNIR del cerro Bayo, donde se observan superficies peneplanizadas labradas sobre el basamento ígneo-metamórfico,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

presencia de un hemigraben (Twiss y Moores, 2007) de más de 2 km de ancho que habría sido activo en tiempos de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Anexo 1; Figura 4.11b).

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-SSW y NW-SW. 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).

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: BORDE SUR, LAGUNITA SALADA

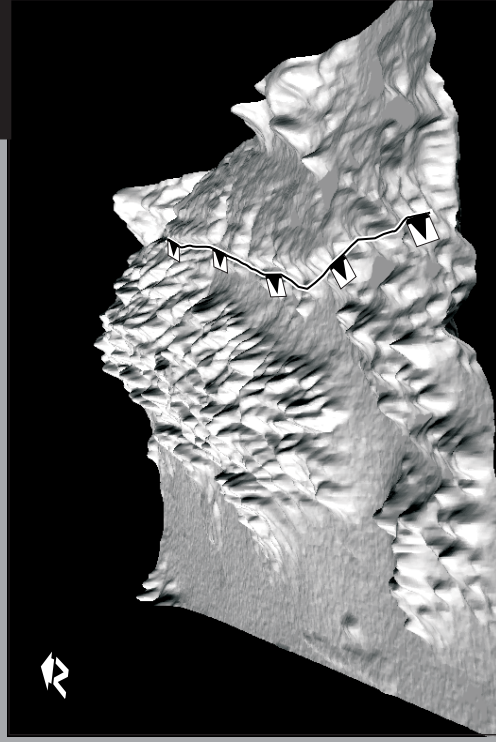
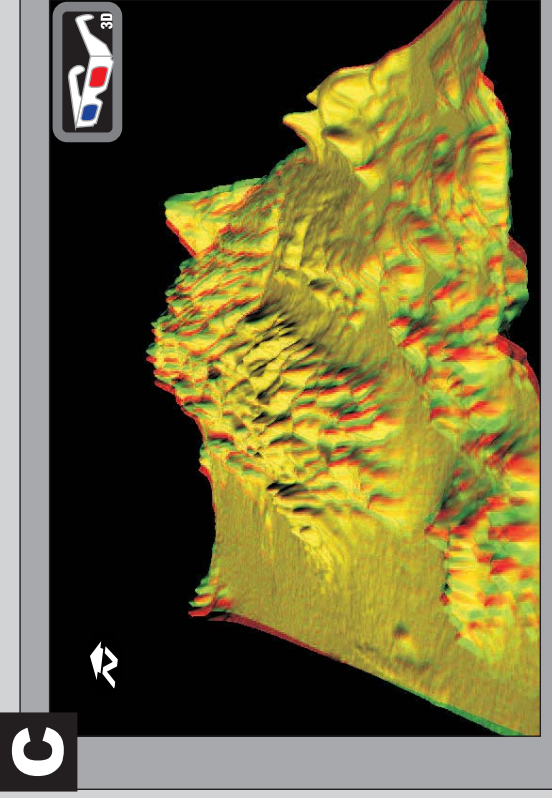
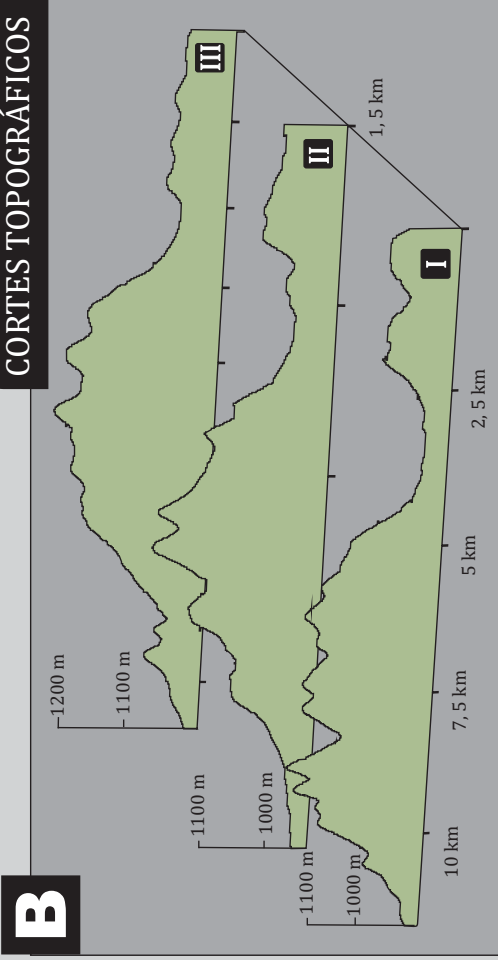
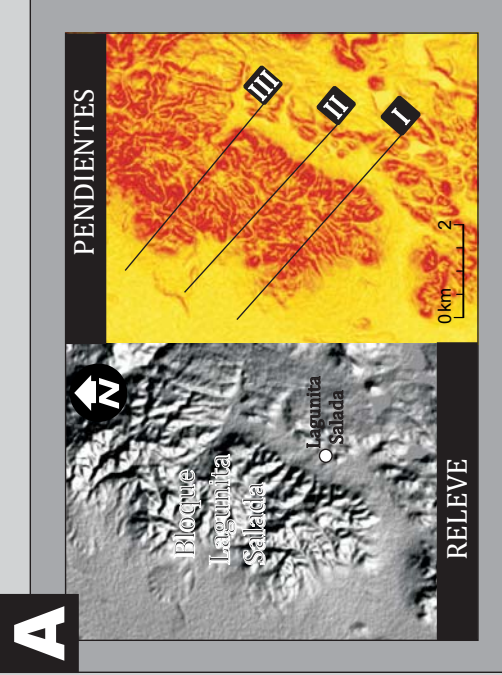


FIGURA 4.12. Análisis morfométrico de la Sierra de Lagunita Salada. A: mapa derivado de relieve y mapa derivado de pendientes con localización de cortes topográficos B: cortes topográficos del bloque lagunita salada. Obsérvese la marcada asimetría del bloque hacia el SW. Al SW del mismo se observa una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

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 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 indirectas (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 entre sí por

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR CENTRAL

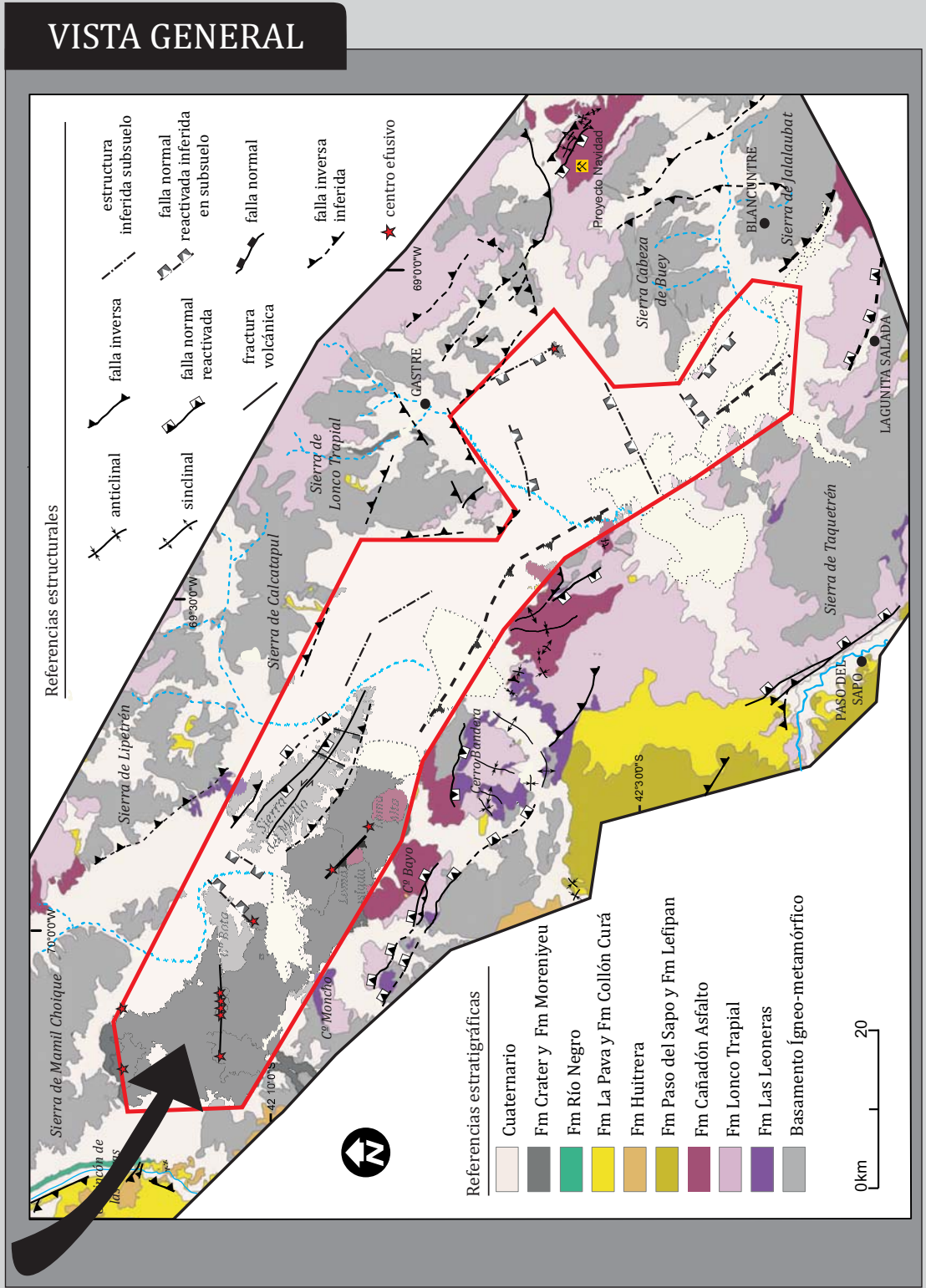


FIGURA 4.13. Mapa geológico de la Cuenca de Gastre. Se resalta el sector central de la misma con las estructuras que lo caracterizan. Para más información de este sector consultar Anexo 1

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR CENTRAL

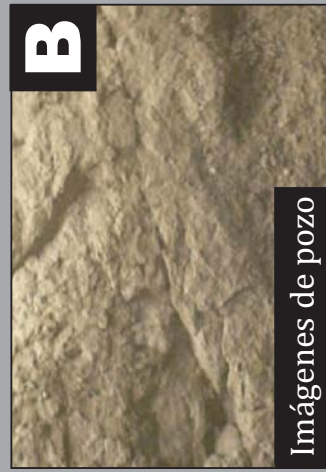
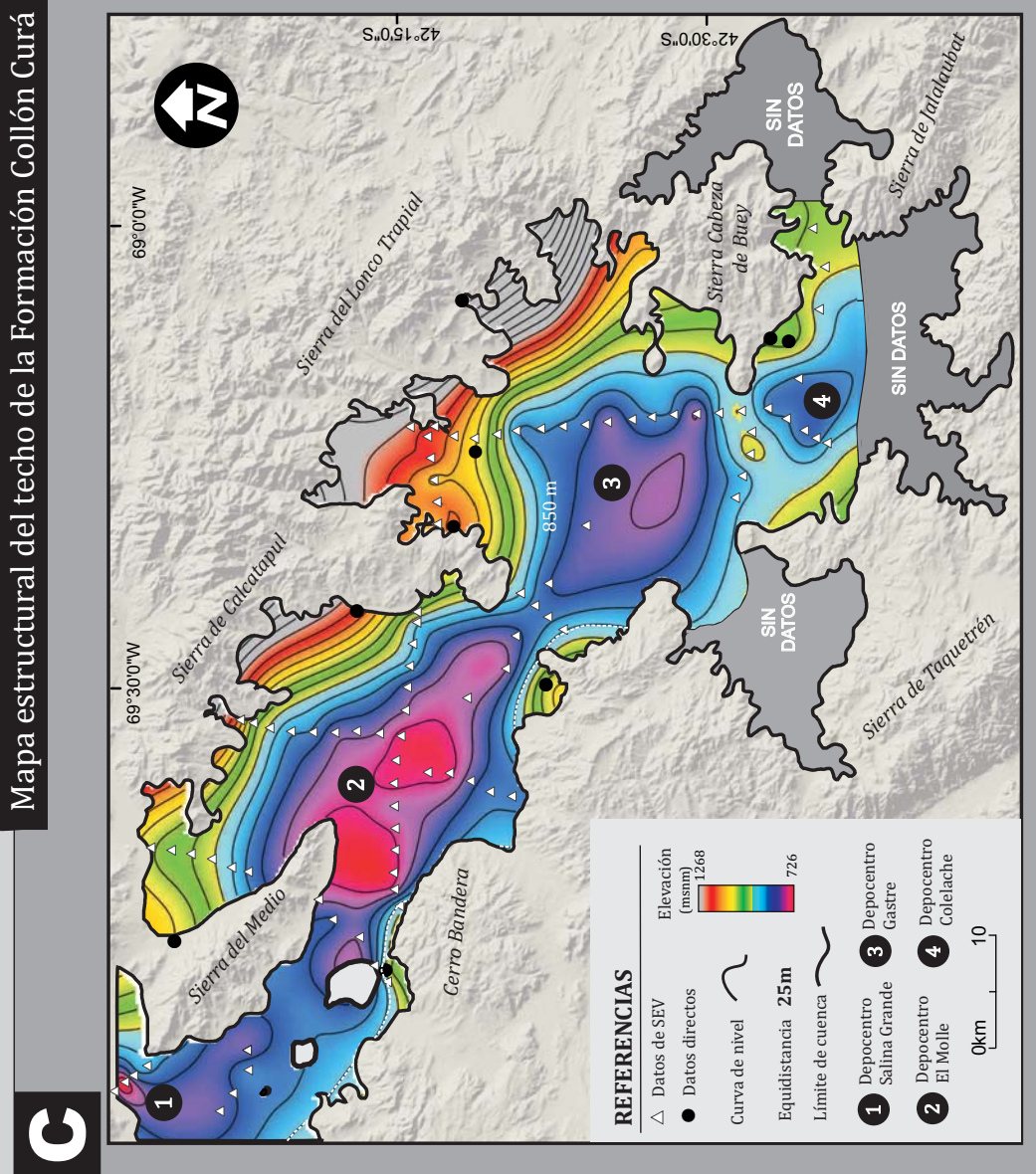


FIGURA 4.14. Características del Sector central. A. Depósitos neógenos en el subsuelo de la Cuenca de Gastre en pozos de agua abandonados o sitios de fuerte incisión fluvial, por debajo de depósitos Cuaternarios. B. Imagen de pozo donde se observan tobas de la Formación Collón Cura. A partir de esta metodología se ha podido definir la posición del techo de la Formación Collón Cura en 3 localidades C: Mapa estructural del techo de la Formación Collón Cura. 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 Cura y las unidades que la suprayacen (CONEA 1990) (Ver metodología 3.2.6).

debajo de la cota 800 pero interconectados a cotas mayores. El Depocentro Colelache ubicado en el extremo sureste, aparece con mayor grado de compartimentalización, 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 subuelo 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 reactivadas 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, 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 Crater 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

ANÁLISIS ESTRUCTURAL: SECTOR CENTRAL



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 WSW-ENE con buen grado de confianza (A): Alineación NW-SE con buen grado de confianza aceptable ©, coincidente con el límite del bloque Loma Isla.

(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; 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, 2 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 vulcanismo cuaternario. Estas fracturas, normalmente no asociadas con desplazamientos relativos de bloques, habrían sido generadas por aberturas perpendiculares a las mismas bajo un contexto regional extensional, 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, la acción de importantes fracturas extensionales en profundidad inferidas por otros autores (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; CNEA, 1990e). Este bloque de basamento presenta límites netos con el relleno cuaternario que lo rodea. Un kilómetro al suroeste y 2 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 and 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

SECCIÓN ESTRUCTURAL DE LA CUENCA DE GASTRE

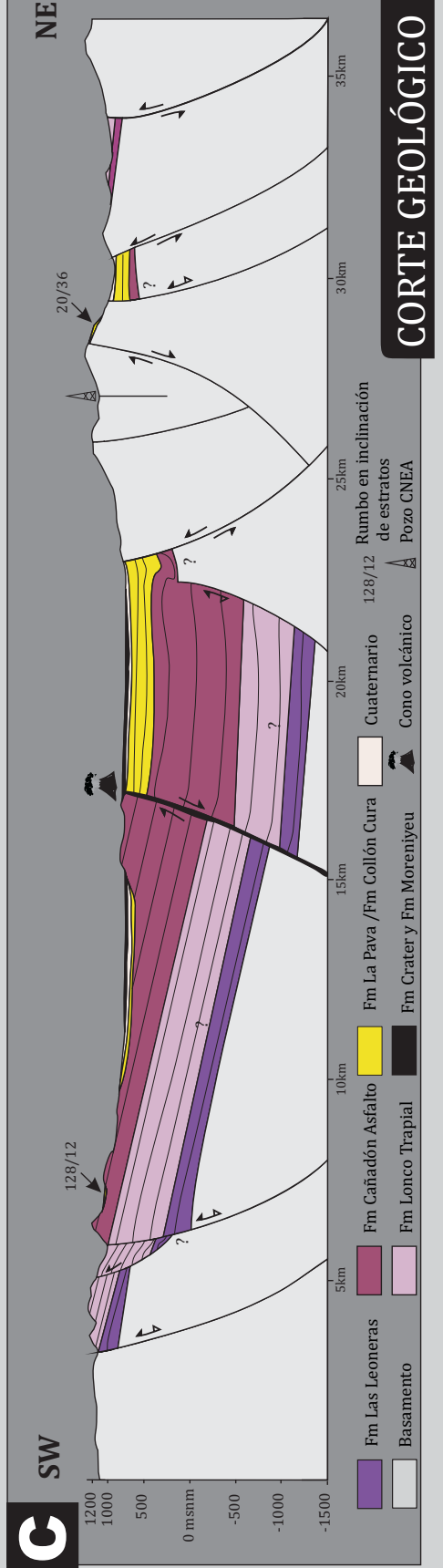
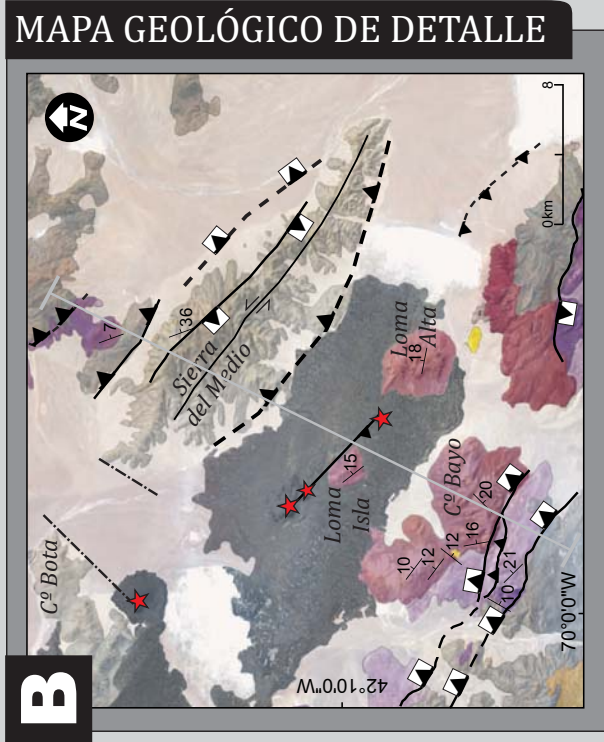
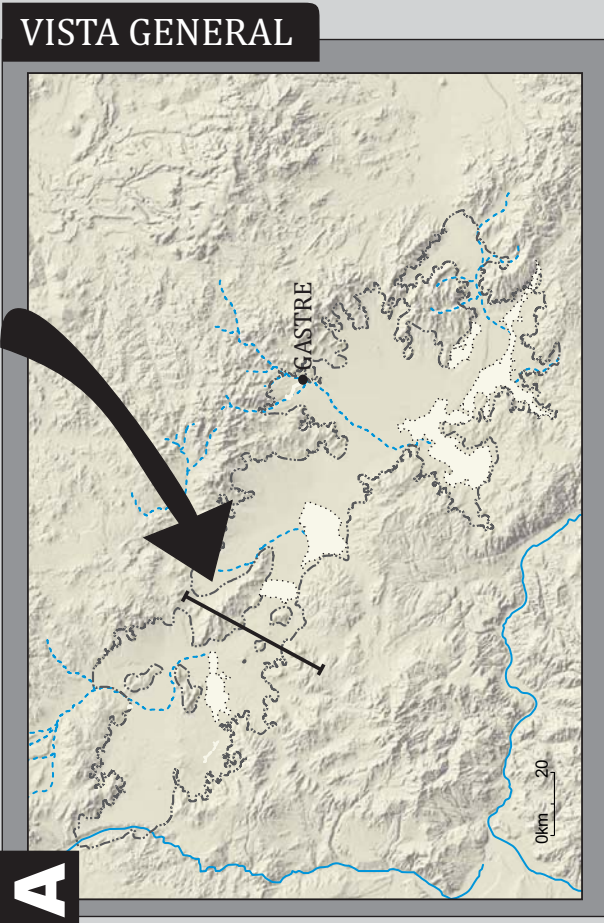


FIGURA 4.16. Sección estructural A: Relieve de la Cuenca de Gastre con localización de la Sección estructural. B: Mapa geológico de detalle en el área de la sección realizada. Referencias en la figura 4.13. C) Sección geológica realizada a partir de datos de superficie, mapa estructural del tope de la formación Collón Cura 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.

implicaría por lo tanto una importante vinculación de estos dos altos internos con el borde 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 Rio Chico, implicarían que el borde este de la Cuenca de Gastre podría ser asimilado a la parte oriental de la Faja Plegada y Corrida de Ñirihuau (Giacosa y Heredia, 1999; Giacosa y Heredia, 2004; Giacosa et al., 2005; Bechis y 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 o *footwall shortcuts*. 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 del 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 sugerido en los primeros trabajos regionales del área (Volkheimer, 1965; Regairaz y Suivre, 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; CNEA, 1990b; CNEA, 1990a; 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 Suivre, 1984; Regairaz et al., 1990). El borde noroeste 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

ASIMETRÍA TOPOGRÁFICA

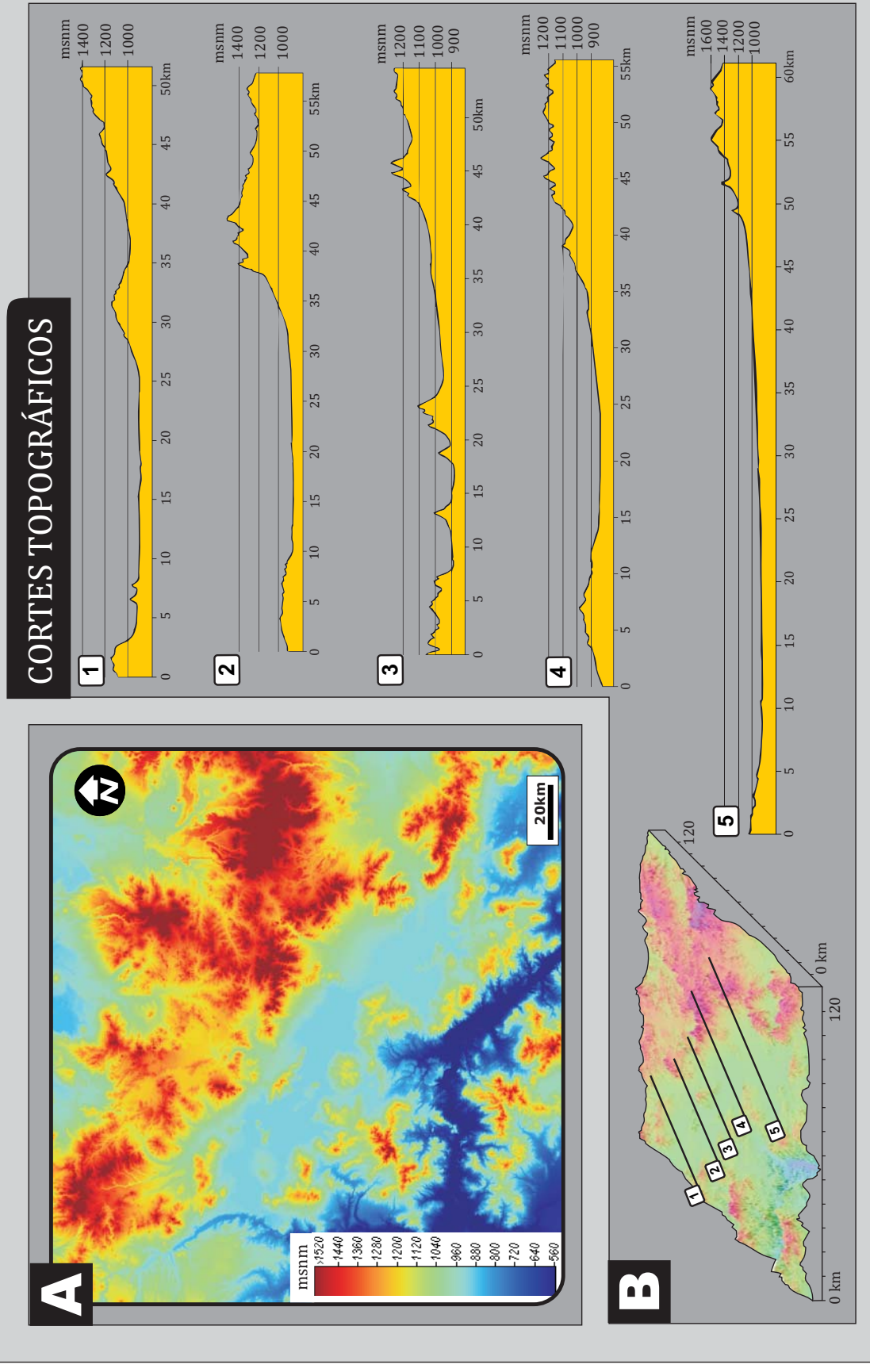


FIGURA 4.17. Modelos digitales de elevación de la Cuenca de Gastre: Se observa una marcada asimetría hacia el Suroeste. A: DEM NASA-SRTM, remuestreado a 60m. B: Modelo 3D y perfiles topográficos transversales a la elongación general de la cuenca

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 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 las de la margen norte hasta 27 veces mayores que las del 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

SISTEMA ENDORREICO: ASIMETRÍA EN CURSOS TRANSITORIOS

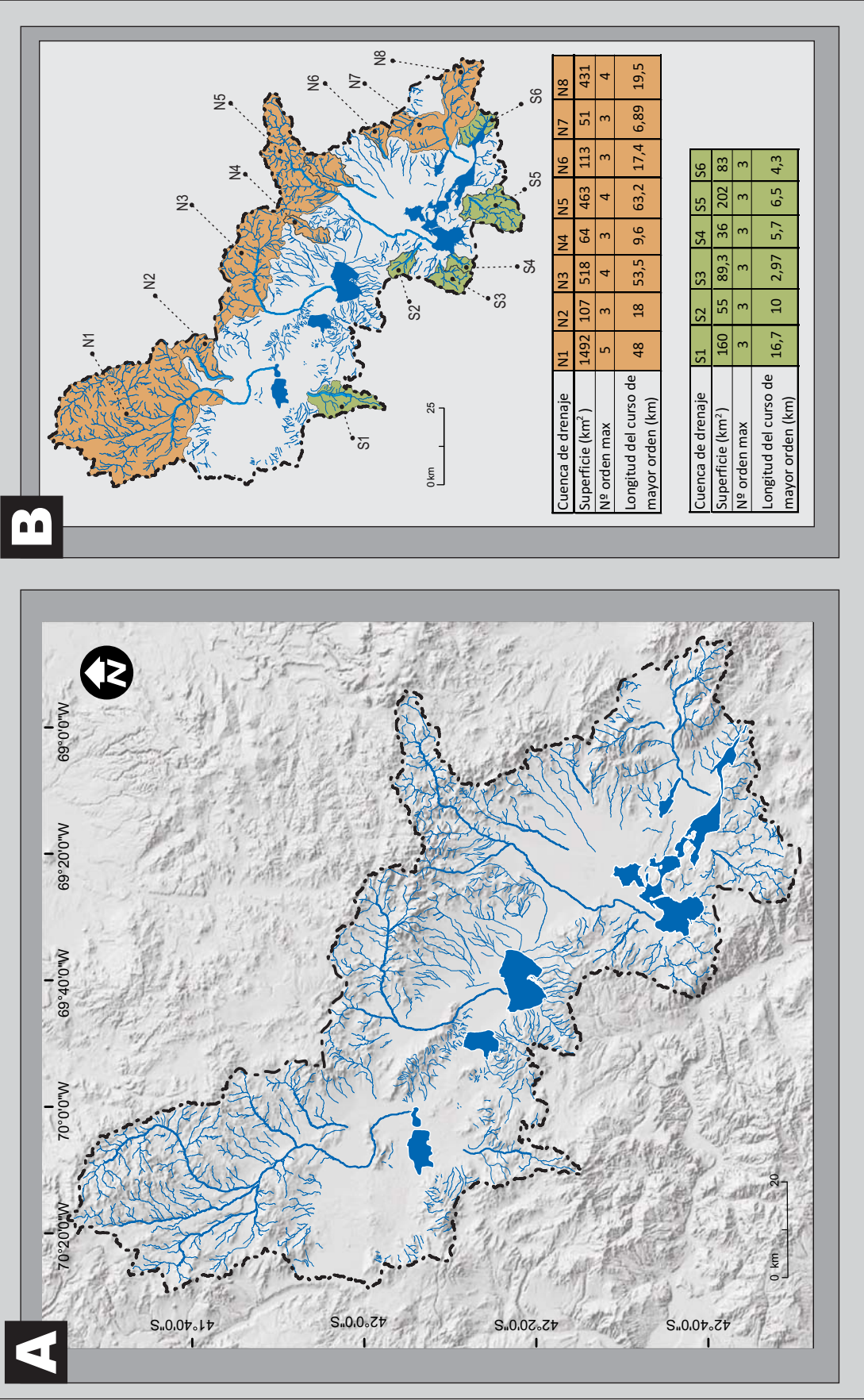


FIGURA 4.18. Análisis del sistema endorreico de la Cuenca de Gaste. A: Cursos transitorios que desembocan en lagunas o salinas, localizados en las cotas más bajas del piso de la cuenca. B: Subcuencas de cursos mayores o iguales al tercer orden. Obsérvese como las subcuencas provenientes del norte presentan,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

CUANTIFICACIÓN DE LA ASIMETRÍA DE LA CUENCA DE GASTRE

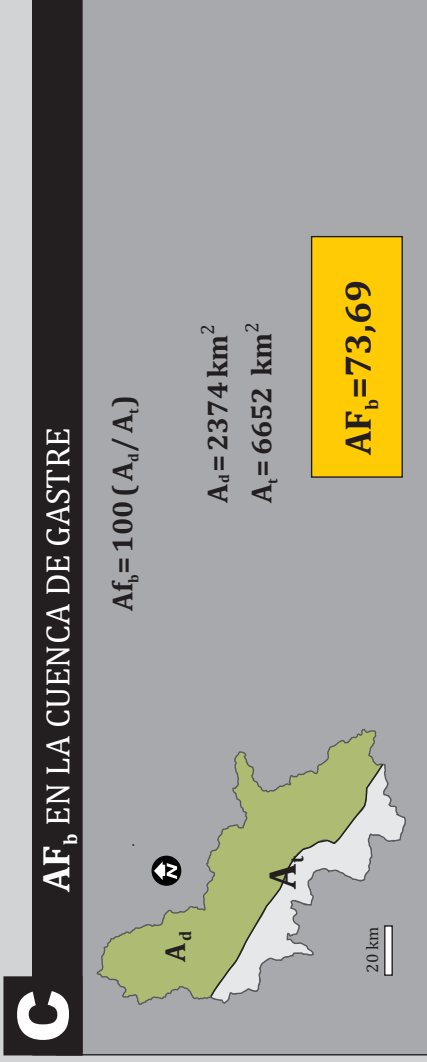
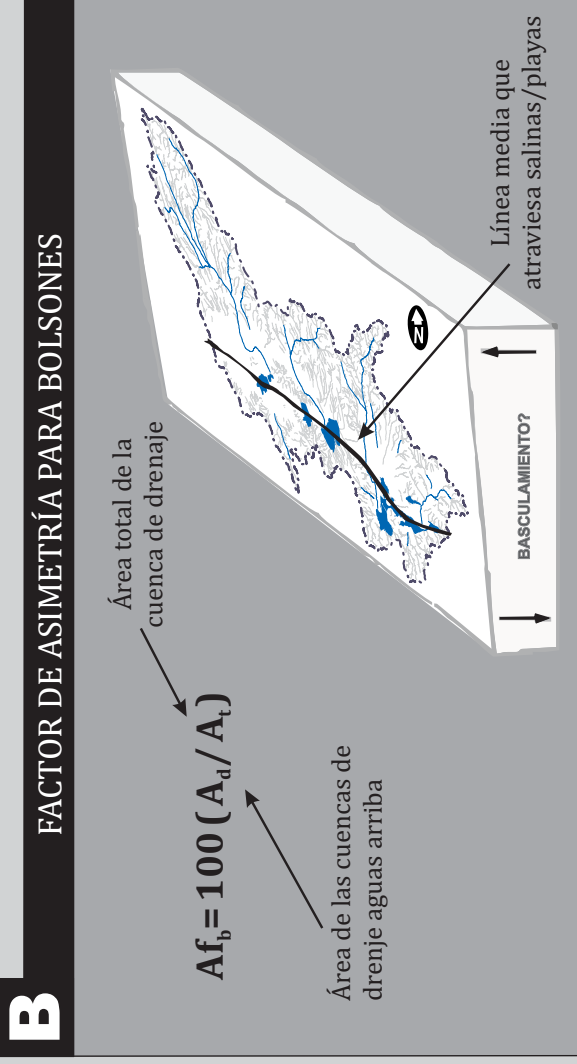
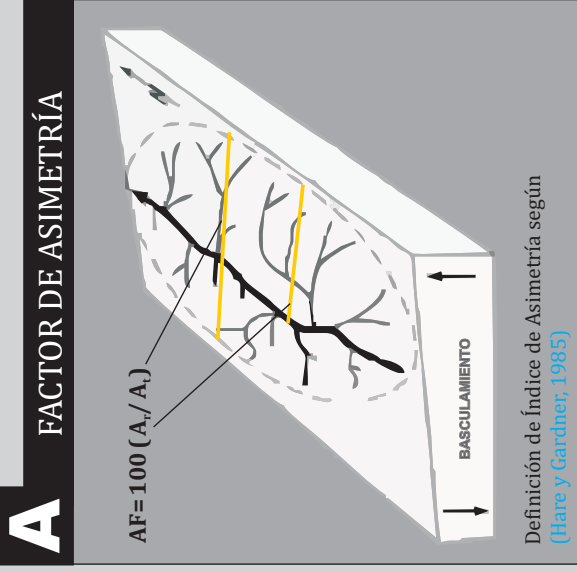


FIGURA 4.19 Cuantificación de la asimetría de la Cuenca de Gastre A: Definición de Índice de Asimetría. Ar área de las cuencas aguas arriba del curso principal y At área total de la Cuenca. B: Definición del Índice de Asimetría para cuencas endorreicas. C: Índice de Asimetría calculado para la Cuenca de Gastre

valores de asimetría podrían consecuentemente explicarse por la propia estructuración 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.

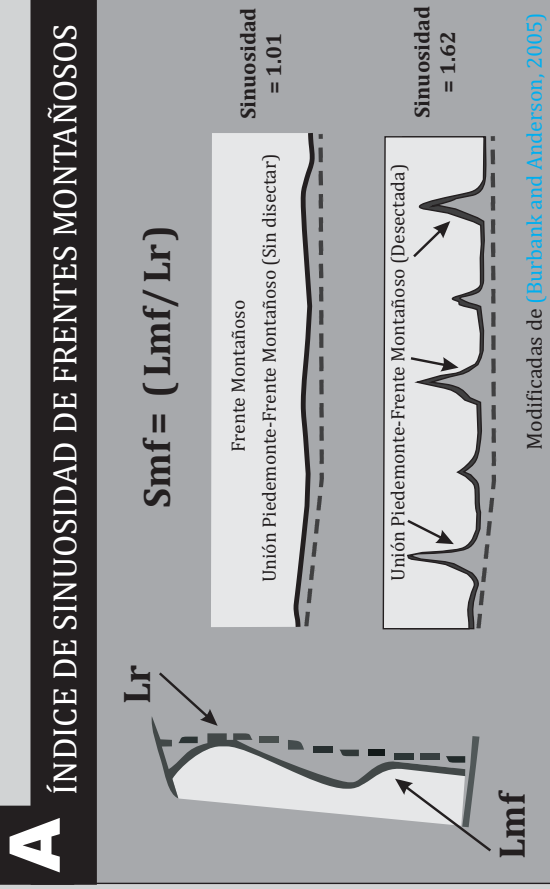
4.4.2 Sinuosidad del Frente Montañoso (Smf)

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). Este índice es muy utilizado en estudios regionales de neotectónica (Keller y Pinter, 1996; Burbank y Anderson, 2005) y refleja el balance entre el ascenso del frente montañoso y la actividad de los ríos u arroyos transversales al mismo (Figura 4.20a). 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.

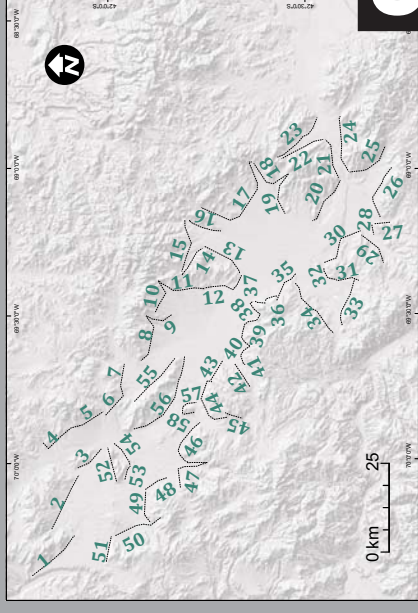
A los fines de evaluar el Índice de Sinuosidad de los Frentes Montañosos que delimitan a la Cuenca de Gastre se subdividieron a los mismos en 58 segmentos con longitudes variables entre 2,9 km y 29,9 km (Figuras 4.20c y 4.21). El criterio utilizado para esta subdivisión responde a procedimientos ya definidos (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)

INDICES MORFOMÉTRICOS



58 SEGMENTOS ANALIZADOS



MORFOLOGÍA DE FRENTE MONTAÑOSOS EN LA CUENCA DE GASTRE

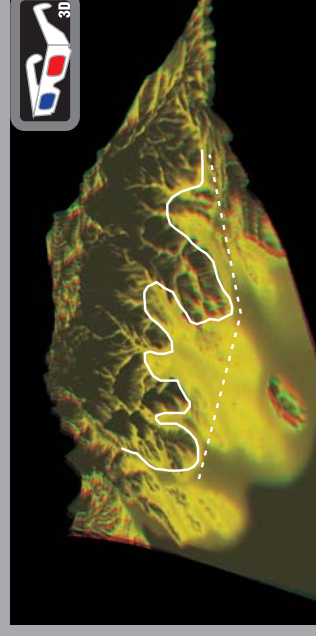
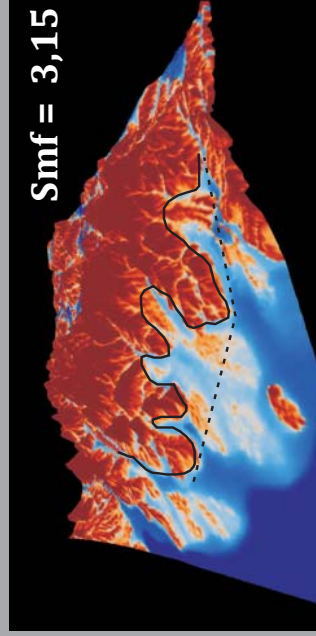


FIGURA 4.20 Índice de Sinuosidad de Frentes Montañosos para la Cuenca de Gaste (Bull and McFadden, 1977) . A: Definición del Smf . B: Subdivisión de los frentes montañosos con número de orden de segmentos. C: vistas 3D de un frente montañoso con elevado índice de sinuosidad. Mmodelo MDVF (Izquierda) y a angliño 3D (derecha)

INDICES MORFOMÉTRICOS: SMF EN LA CUENCA DE GASTRE

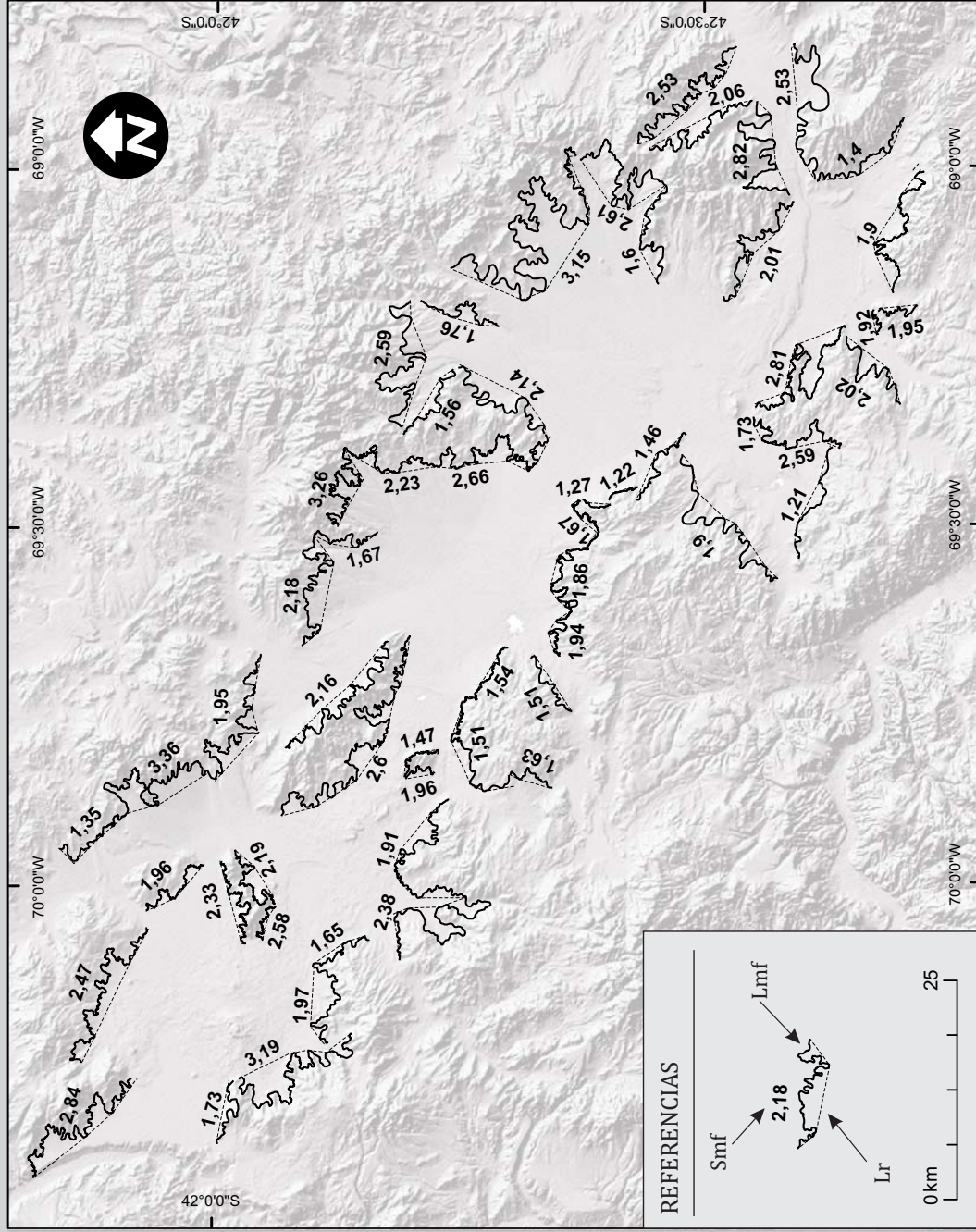


FIGURA 4.21. Índice de sinuosidad (Smf) de los distintos segmentos que componen a los frentes montañosos que delimitan a la Cuenca de Gastre. Los valores de Lr y Lmf se adjuntan en el Anexo 2

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 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 and 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).

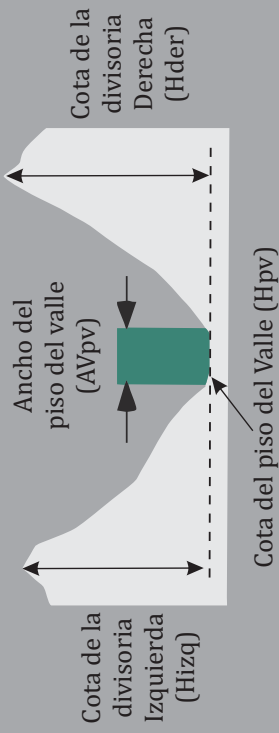
Se realizaron 44 mediciones de este índice geomorfológico en distintos lugares de la cuenca obteniendo valores entre 1.69 y 12,14 (Figura 4.23 y Anexo 3), sugiriendo importante estabilidad tectónica de los frentes montañosos.

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; Bull, 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

INDICES MORFOMÉTRICOS: Vf

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



$$V_f = \text{Apv} / ((\text{Hizq} - \text{Hpvp}) + (\text{Hder} - \text{Hpvp}))$$

Modificado de (Burbank and Anderson, 2005)

B CALCULO DE Vf: EJEMPLOS

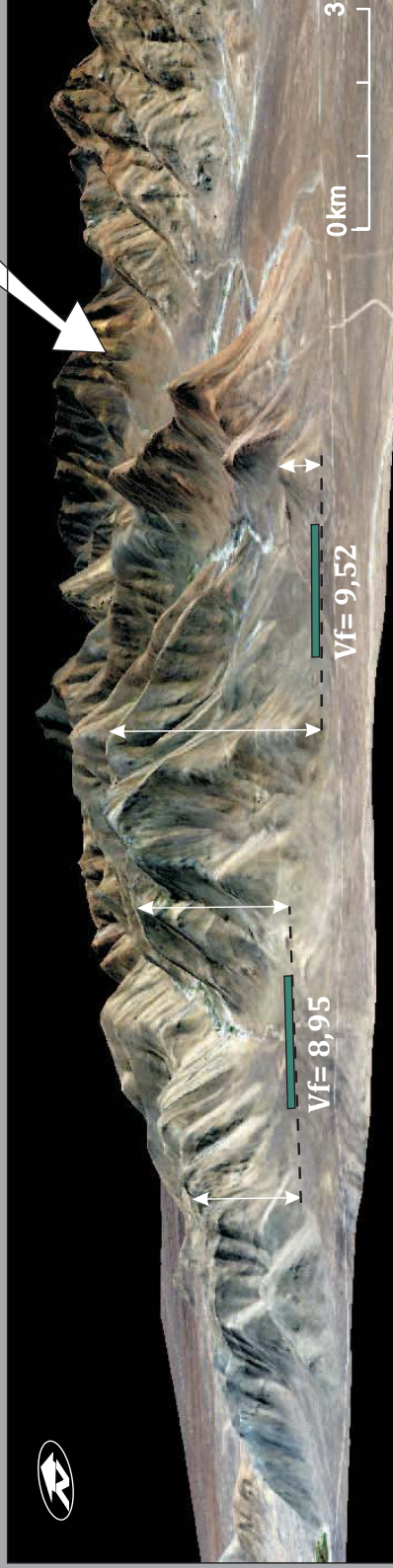
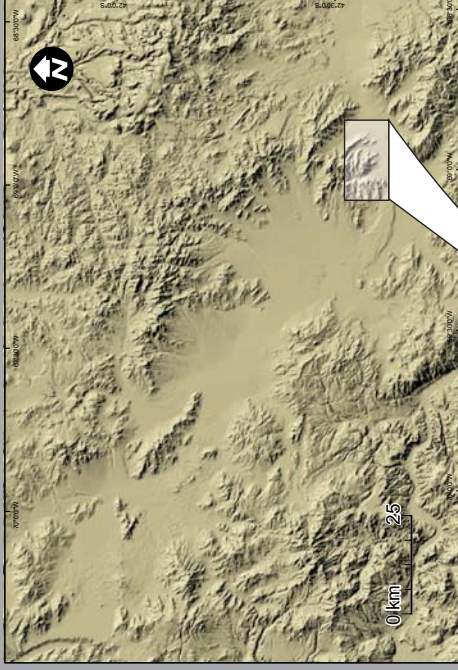


FIGURA 4.22 Índice de Ancho del Piso-Alto del Valle (Vf); (Bull y McFadden, 1977). A: Definición. B: Vista 3D de una imagen ALOS-AVNIR donde se ejemplifica el cálculo de Vf. Los valles calculados poseen altos valores de Vf que se condicionan por una importante erosión lateral característica de frentes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

INDICES MORFOMÉTRICOS: Índice Ancho del piso-alto del valle en la Cuenca de Gastre

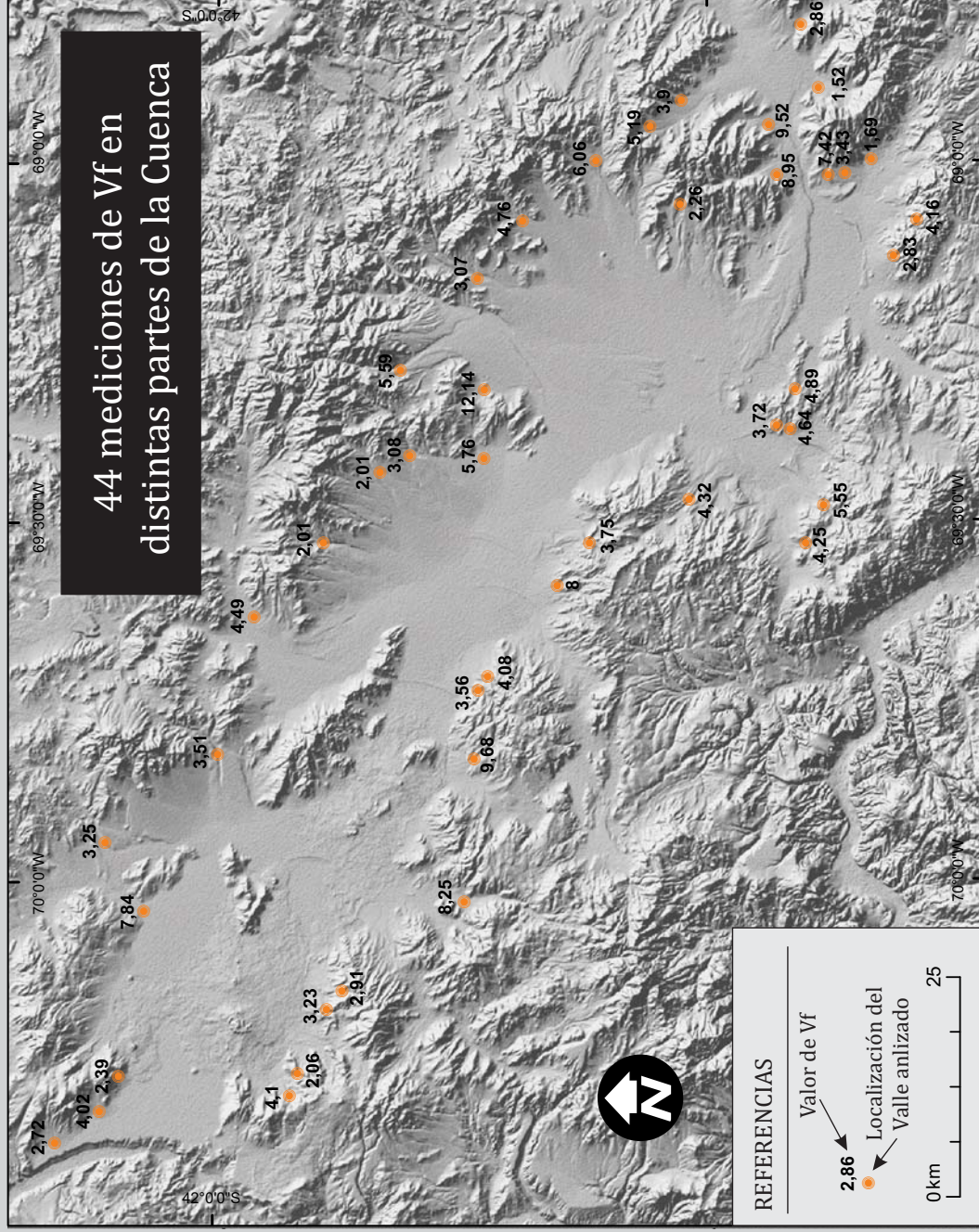


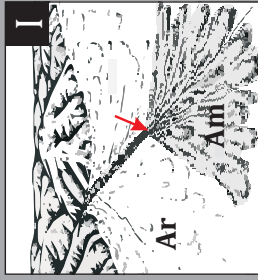
FIGURA 4.23 Índice de Ancho del Piso alto del Valle obtenido en distintos sectores de la Cuenca de Gastre. Los valores de Apv, Hder, Hizq y Hpv a partir de los cuales fueron definidos los índices de Vf pueden consultarse en el Anexo 3. La metodología empleada se detalla en el Capítulo Metodología 3.2.4

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 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 (ver más 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

INDICES 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 Montañosos:

B Abanicos telescópicos y pedimentos disectados

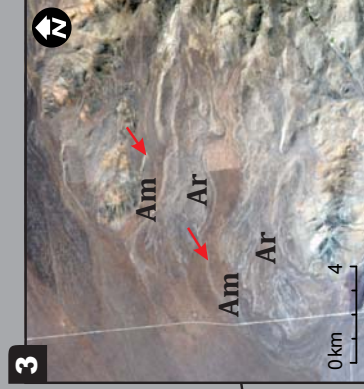
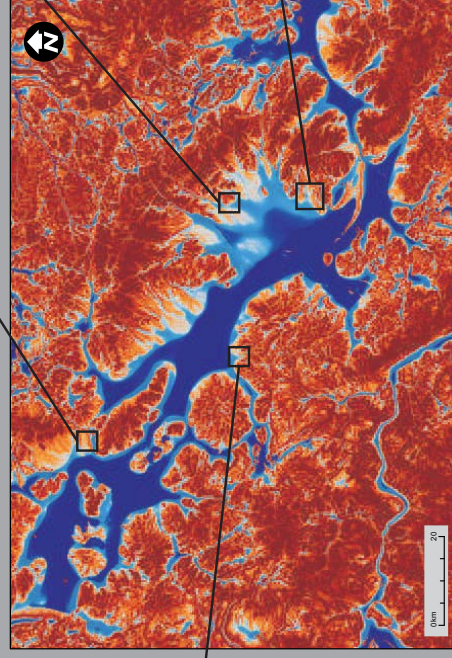
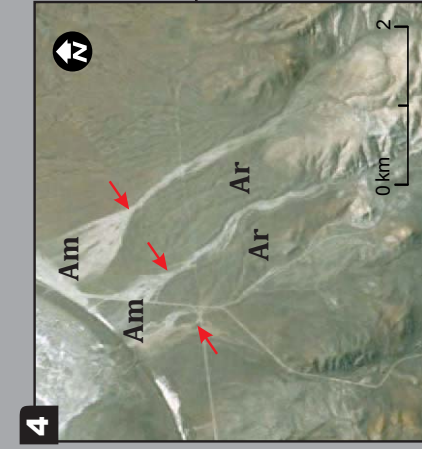
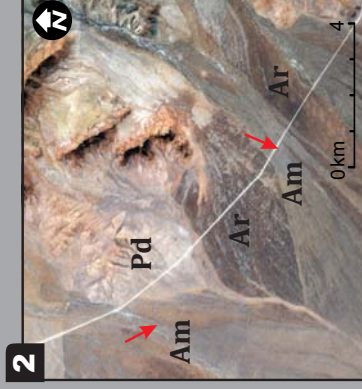
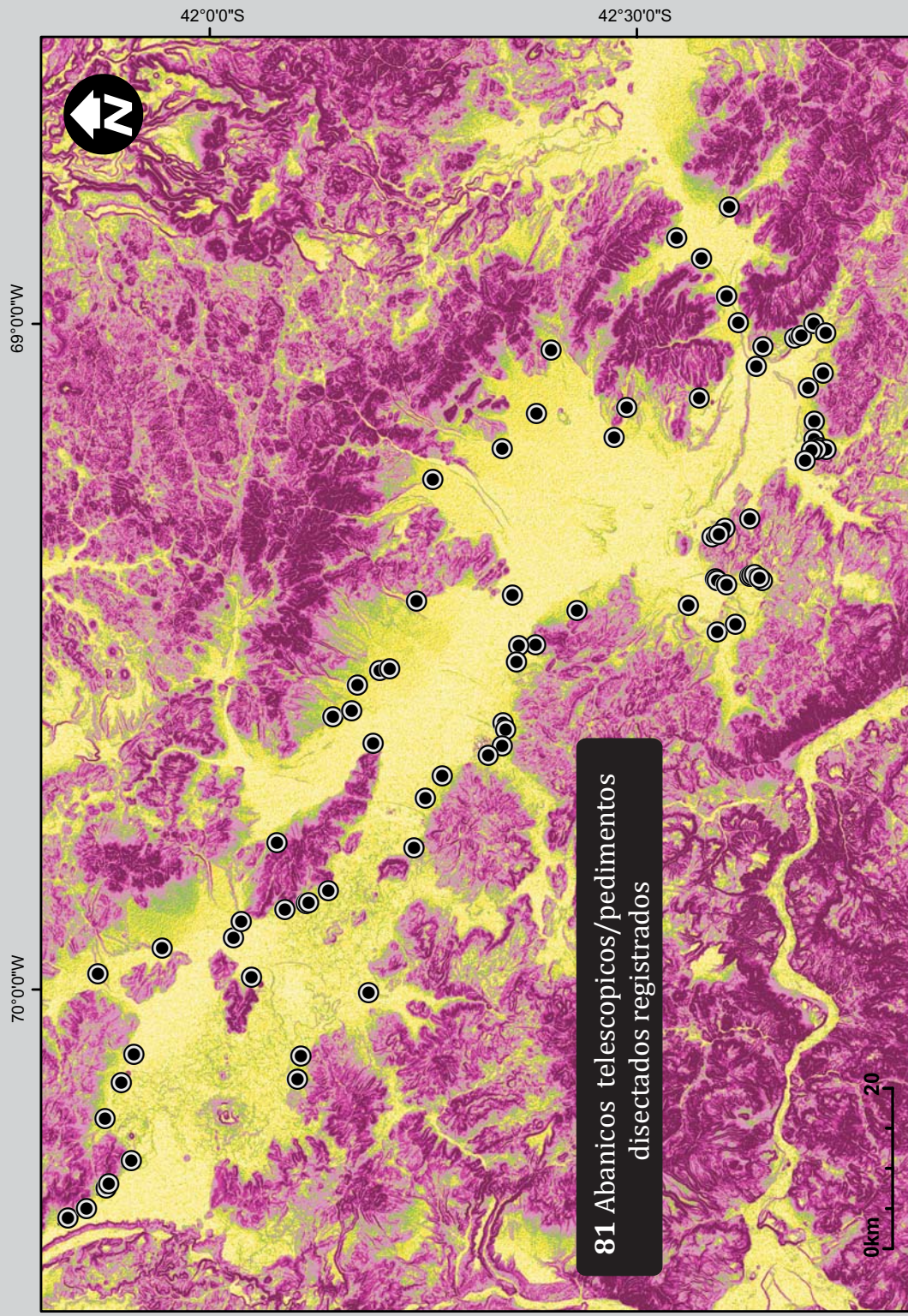


FIGURA 4.24. Abanicos aluviales como indicadores de tectónica activa. A: Modelos de abanicos aluviales y su relación con los frentes montañosos. I: Modelo de estabilidad tectónica en el frente montañoso II: Modelo de actividad tectónica en el frente montañoso; modificado de (Bull y McFadden, 1977) : 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 (MVBF) 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

INDICES MORFOMÉTRICOS: ABANICOS ALUVIALES



81 Abanicos telescópicos/pedimentos disectados registrados

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.

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).

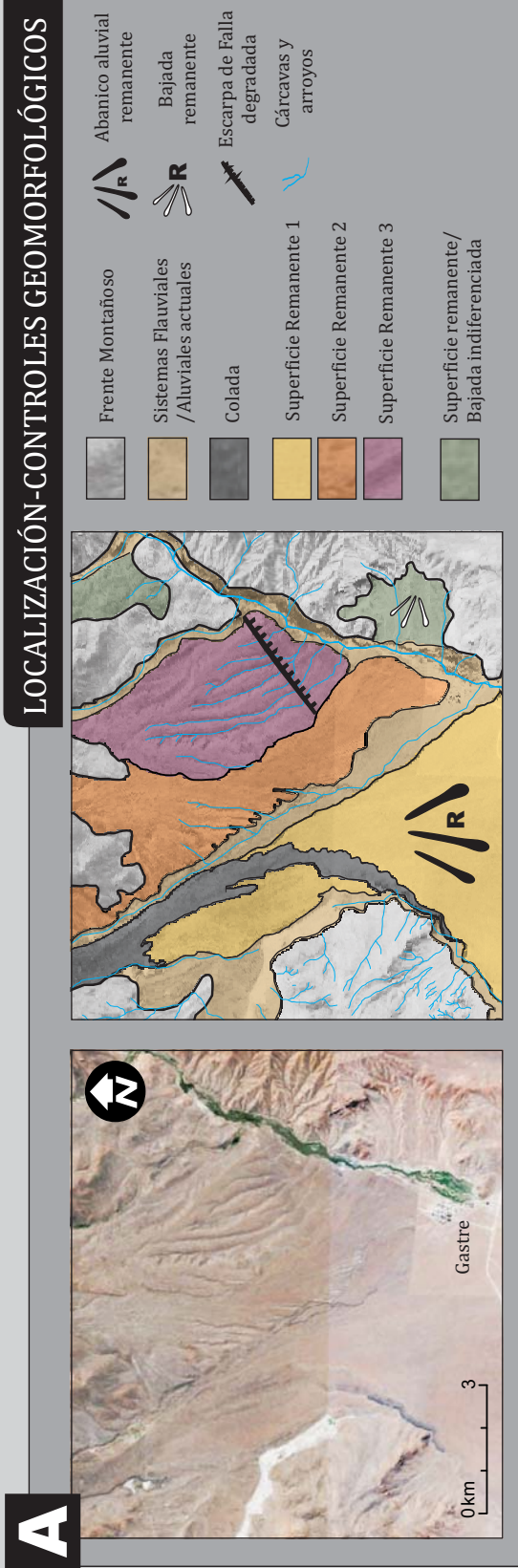
4.4.5. Escarpas de Falla, Escarpas de Falla Degradadas y Controles Pasivos

A partir de la observación de pares fotográficos, modelos de elevación digital e imágenes satelitales de alta resolución (ver 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 (ver Anexo 1). En base a las relaciones entre superficies remanentes localizadas por encima de la estructura inferida, sobre las cual sobreyace una colada volcánica del Pleistoceno Inferior (Figura 4.25c); (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 10^7 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.

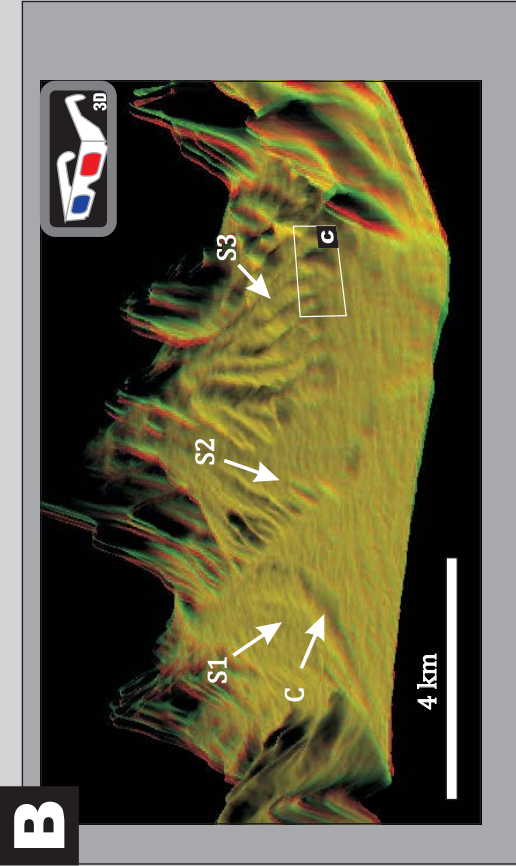
4.4.6. Integración de Resultados- Evaluación de Tectónica Cuaternaria

La integración de todos los parámetros indican que si bien existe un elevado índice de asimetría de de Bolsones en la Cuenca de Gastre (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

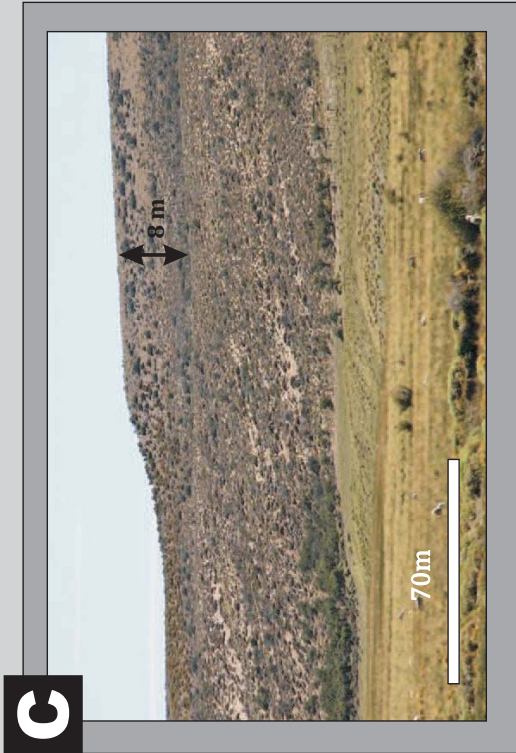
ESCARPAS DE FALLA DEGRADADAS



A



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 potencia escarpa de falla degradada. El resalto inferior a la incisión desarrollada por el Arroyo Gastre.

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 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 entradas profundas en el FM (embayment) con superficies de pedimentación. Frentes montañosos con superficies empinadas solo en rocas altamente resistentes
	3 (inactivo)	1,8->5	>2,0	
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 abundante 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	Inició parcial de abanicos con progradación limitada. Calcretas en sedimentos de zonas proximales. No se observan superficies de ruptura. Sin registro paleosísmológico. 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
	3 Actividad Lenta 0,05-0,3 m/ka	Valle en U	Abanicos Aluviales atrincherados En Clase 2 pavimentos del desierto sobre abanicos remanentes. En Clase 3 raras las escarpas Holocenas.	
	4 Actividad mínima 0,005 m/ka con intervalos de ruptura de hasta 200 ka	1,5-3	FM con entranetes y salinetes. Vf > 0,5	Abanicos Aluviales atrincherados
	5 Inactividad durante el Qt	>3	FM con entranetes y salinetes	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 Suivre, 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, 1990). Las evidencias mostradas en capítulos anteriores (ver Sección 4.3.4); evidencian que por debajo de los depósitos cuaternarios, a profundidades variables entre xxx, estos mismos depósitos neógenos 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 le 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 Cura y Rio 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 la Formación Moreniyeu-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

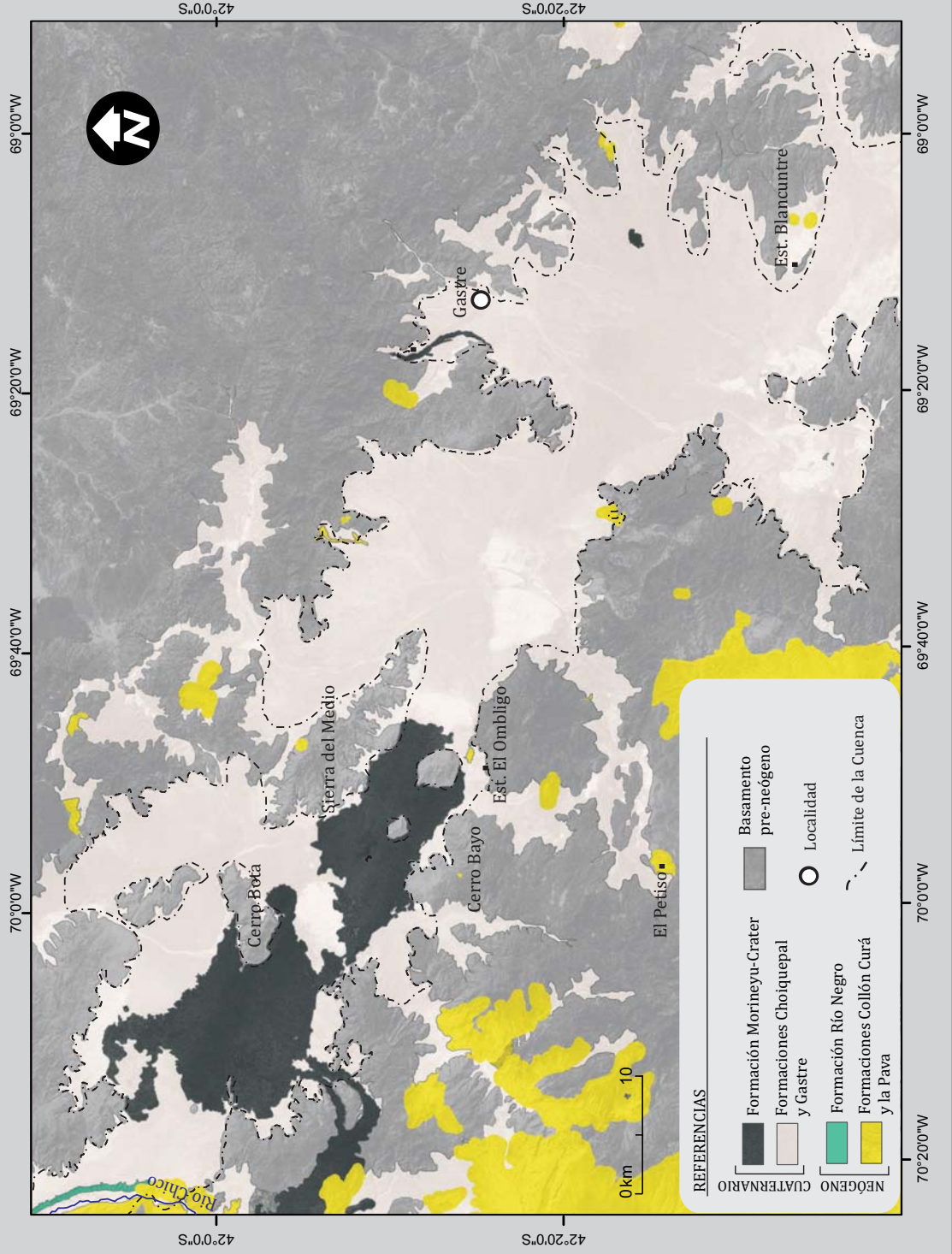


FIGURA 5.1. Distribución de los depósitos neógenos y cuaternarios del área de estudio.

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 Cura 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 Cura (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 Cura 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

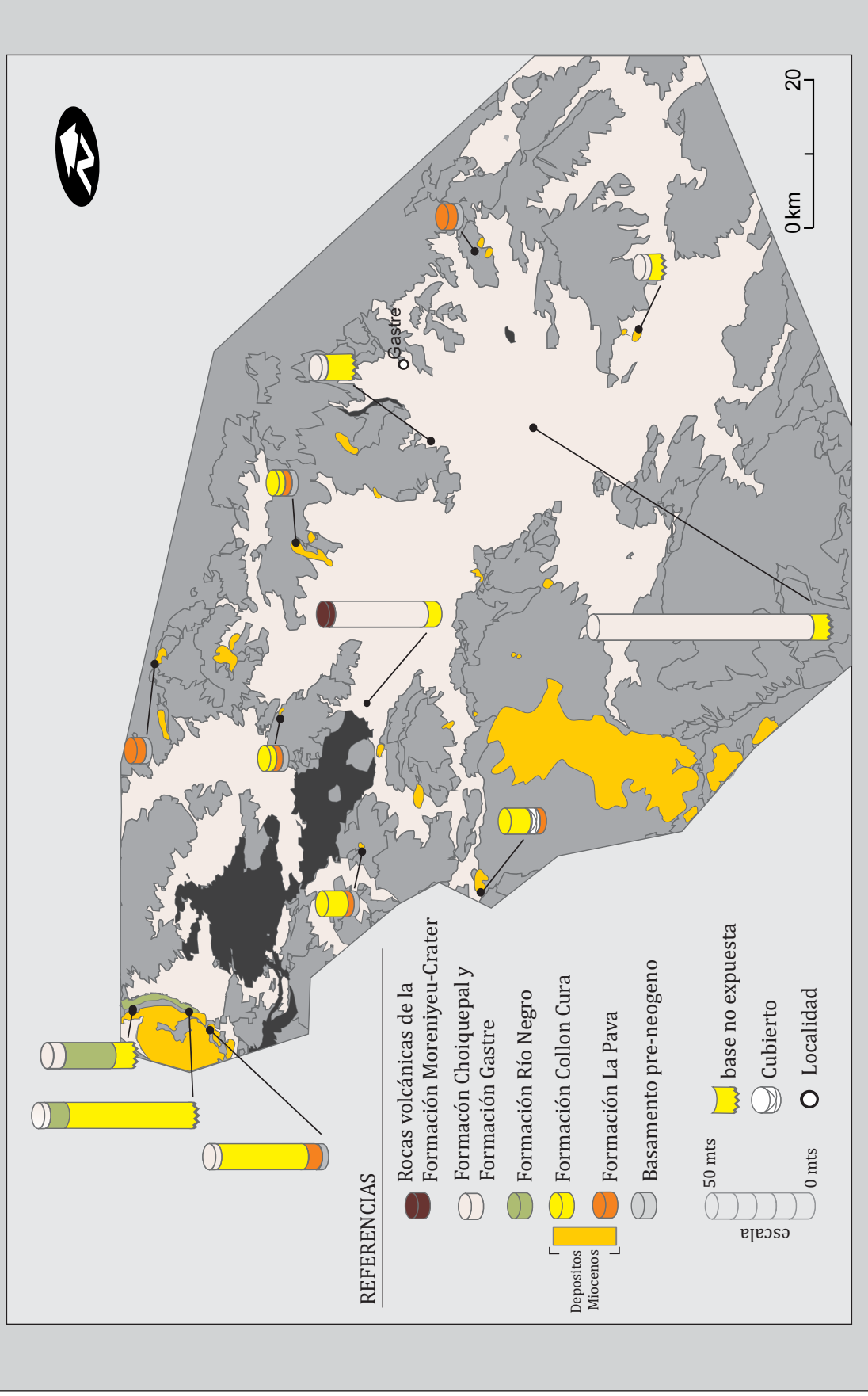


FIGURA 5.2. Figura en perspectiva con la distribución vertical y regional de los depósitos neógeno-cuaternarios del área de estudio. Los espesores de las unidades neógenas corresponden a datos directos de columnas estratigráficas o sedimentológicas relevadas durante las tareas de campo. Los espesores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

UNIDADES NEÓGENAS: FORMACIÓN LA PAVA- FORMACIÓN COLLÓN CURÁ

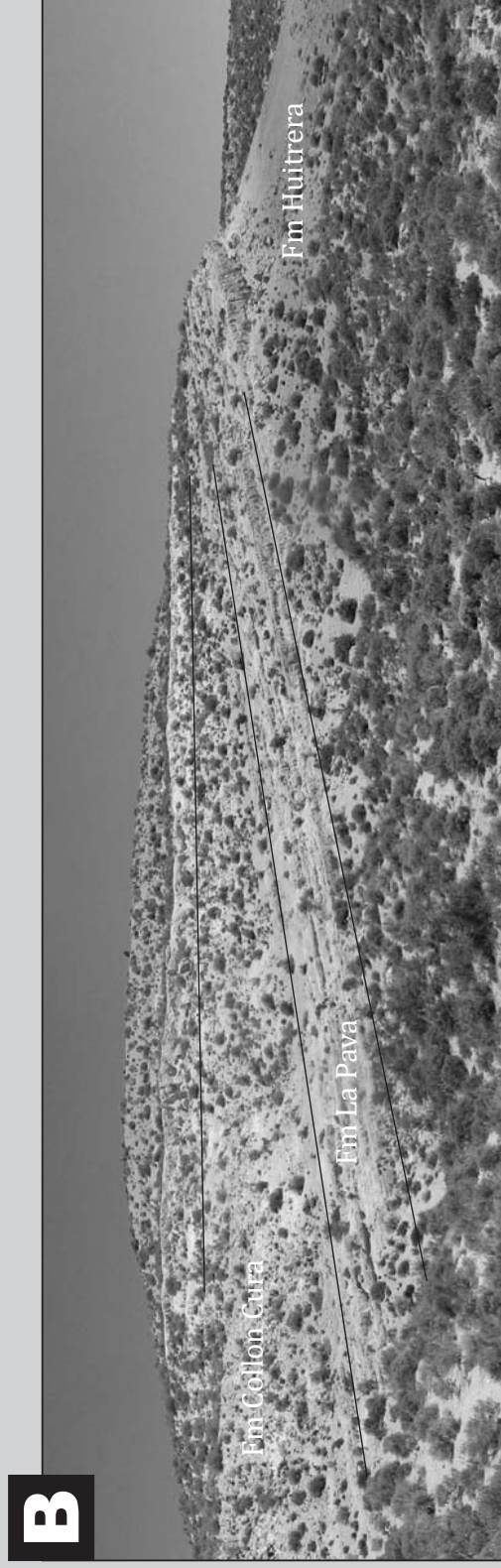
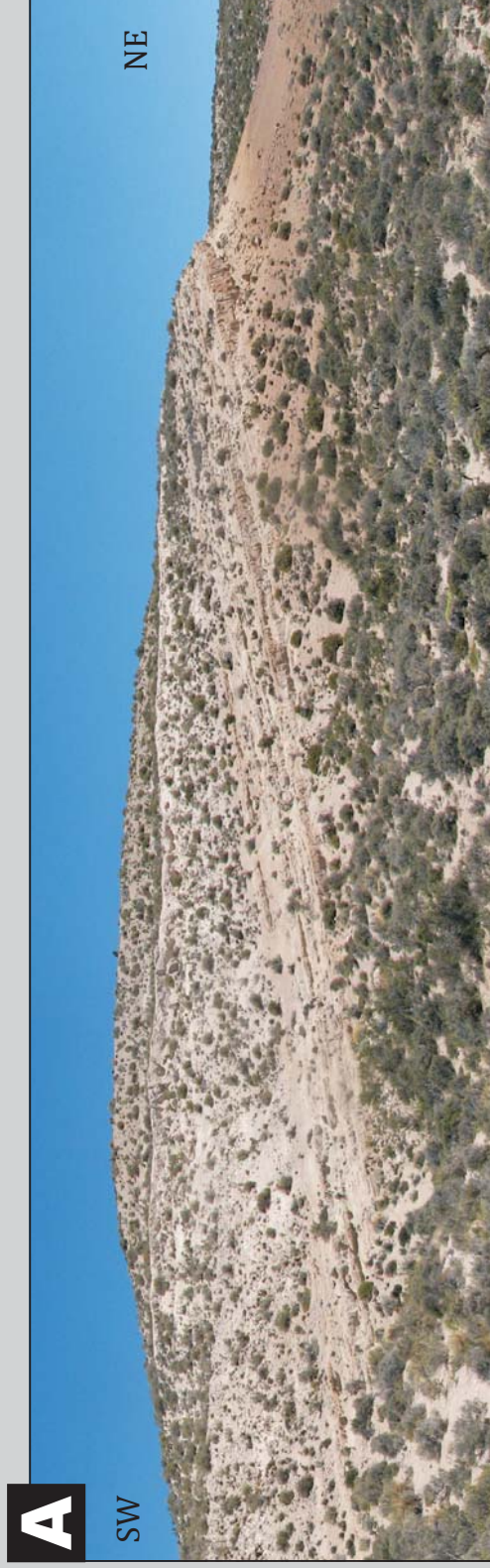


FIGURA 5.3. Estratigrafía neógena: relación entre las formaciones La Pava y Collón Curá en la margen oeste del Río Chico, donde la segunda apoya mediante discordancia angular sobre la primera. A: Panel sin interpretación; B: Panel interpretado

ERROR: syntaxerror
OFFENDING COMMAND: --nostringval--

STACK:

/Lookup
152
/HiVal
-null-
/MappedCSA
[/DeviceCMYK]
/CSA
-mark-
/489034