Biblioteca Digital
F C E N - U B A

BIBLIOTECA CENTRAL LUIS F LELOIR
BIBLIOTECA CENTRAL LELOIR
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES UBA

Tesis Doctoral

Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut)

Figari, Eduardo G.

2005

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:
Figari, Eduardo G.. (2005). Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cita tipo Chicago:
Figari, Eduardo G.. "Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut)". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2005.

EXACTAS UBA
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

UBA
Universidad de Buenos Aires

Dirección: Biblioteca Central Dr. Luis F. Leloir, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160 - C1428EGA - Tel. (++54 +11) 4789-9293

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE CAÑADÓN ASFALTO

(ZONA DEL VALLE MEDIO DEL RIO CHUBUT)

TESIS DOCTORAL

Eduardo G. FIGARI

DIRECTOR: Dr. Victor A. Ramos

Buenos Aires, Noviembre de 2005

I. RESUMEN

La Formación Cañadón Asfalto es un conjunto de depósitos volcánicos, bioquímicos, piroclásticos y epiclásticos que aflora en la zona central y norte de la Provincia de Chubut, pero que fueron descritos inicialmente en la región del Valle Medio del río Chubut. Las principales incógnitas sobre esta unidad se planteaban sobre la geometría, extensión y génesis de la cuenca que la albergó, así como sobre los esfuerzos posteriores que la habrían deformado.

El estudio de campo en detalle de la estratigrafía, distribución, geometría, discontinuidades, y elementos tectónicos que controlaron la depositación de la Formación Cañadón Asfalto (*sensu lato*) demostró que bajo este nombre se han considerado distintas unidades litoestratigráficas que deberían en realidad formar parte de formaciones distintas (Formaciones Cañadón Calcáreo, Estratos de Almada, etc.). Sin embargo por motivos conceptuales y de simplicidad, se decidió mantener el nombre genérico de Formación Cañadón Asfalto y adoptar una nomenclatura descriptiva, evitando crear nombres formales nuevos.

Los estudios estructurales y tectosedimentarios presentados en esta tesis doctoral permitieron reconocer que la clásica Formación Asfalto representaba, además, el registro de etapas diferentes dentro de la evolución de cuencas de hemigraben. Estas cuencas se desarrollaron como depocentros aislados sobre un área más extensa que la conocida hasta el momento, habiéndose encontrado numerosos afloramientos previamente mal asignados desde el punto de vista temporal, pero que en realidad pertenecen al mismo gran evento. Se definió entonces la existencia de un sistema de rift elongado en dirección noroeste que se desarrolló desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano, constituido por un conjunto de hemigrábenes vinculados entre sí por zonas de acomodación, que recibe el nombre de Cuenca de Cañadón Asfalto. Estos resultados se integraron a la evolución tectónica de la parte sur del continente americano teniendo en cuenta su relación temporal y espacial, en especial con la orientación de los esfuerzos, de la apertura del Mar de Weddell.

Esfuerzos compresivos durante el Neógeno de orientación principal oeste-este provocaron la inversión tectónica parcial de la cuenca, principalmente en su borde occidental. La actitud diferencial que ha tenido la fracturación preexistente frente a esta compresión regional, se justifica a partir de la orientación de esas fallas ante al esfuerzo máximo compresivo ($\sigma 1$). De esa manera, se produjo la reactivación de esos planos de falla previos con desplazamiento inverso u oblicuo o su no reactivación.

I. ABSTRACT

The Cañadón Asfalto Formation is a succession of volcanic, biochemical, pyroclastic and epiclastic deposits which are exposed in the central and northern regions of the province of Chubut. These sequences were only originally described in the region of the Middle Valley of the Chubut River. The main uncertainties over this unit, before the present studies, were its geometry, distribution, and genesis of the basin, which controlled its deposition, as well as the stress field that later deformed its sediments.

The detail field studies on the stratigraphy, distribution, geometry, discontinuities, and tectonic elements that constrain the deposition of the Cañadón Asfalto Formation (*sensu lato*) showed that under this denomination have been grouped different litostratigraphic units, which could be considered as independent formations such as Cañadón Calcáreo Formation, the Almada beds, and so on. However, based on conceptual and simplicity reasons it was decided to keep Cañadón Asfalto Formation as a generic name and to adopt a descriptive nomenclature avoiding creating new formal names.

The structural and tectosedimentary studies in this doctoral thesis allowed recognizing that the classic Cañadón Asfalto Formation represented a record of different stages in the evolution of a rift system that was controlled by halfgraben basins. These basins were developed as isolated depocentres over a more extensive area that was previously known. Several outcrops have been identified, whose ages were wrongly interpreted, and were part of a single great event. This reconsideration allowed defining a rift system a with a north-western trend that occurred between the Middle Jurassic up to the Early Cretaceous, formed by a series of halfgrabens linked among them by accommodation zones, which have received the name of Cañadón Asfalto Basin. These results have been integrated to the tectonic evolution of the southern part of South American continent, and based on the temporal and space distribution, it was related to the main orientation of the stress field during the opening of the Weddell sea in Middle Jurassic times.

Compressive stresses during the Neogene with a main east-west trend were responsible of the partial tectonic inversion of the basin, mainly along its western margin. The differential response that have been observed in the pre-existing fractures, it is explained by the orientation of these faults in relation to the maximum compressive stress ($\sigma 1$). This fact, explains why this reactivation occurred by reverse or oblique displacements or in some cases by no reactivation of the previous faults.

INDICE

PAGINA

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

I. Introducción 4

II. Metodología y área de trabajo 5

III. Investigaciones anteriores 10

CAPÍTULO 2: ESTRATIGRAFÍA

I. Reseña estratigráfica 15

II. Unidades mapeadas 18

III. Distribución de los afloramientos 37

CAPÍTULO 3: ESTRUCTURA

I. Marco geotectónico 40

II. Ámbito regional 42

III. Estructura regional 48

III.a. Bloques 49

III.b. Lineamientos 50

IV. Estructura Area Central 59

IV.a. Area Central Norte 59

IV.b. Area Central Sur 68

V. Depocentros 74

V.a. Depocentro Gorro Frigio 75

V.b. Depocentro Paso de Indios 76

V.c. Depocentro Gastre 78

V.d. Depocentro Gan Gan 80

V.e. Depocentro Valle General Racedo 82

CAPÍTULO 4: EVOLUCIÓN DE LA CUENCA 84

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES 96

Agradecimientos 98

Lista de trabajos citados en el texto 99

Perfil Puesto El Quemado 108

Perfil Cañadón Asfalto-Sauzal 142

Lista de adjuntos 177

1. Mapa geológico satelital.

2. Imagen Satelital con base geológica.

3. Mapa fotogeológico del Area Central Norte.

4. Mapa fotogeológico del Area Central Sur.

5. Corte Estratigráfico Depocentro Gorro Frigio.

6. Corte esquemático modelos estructurales Depocentro Gorro Frigio (B-B').

7. Corte Estratigráfico Depocentro Paso de Indios.

8. Corte Estructural Depocentro Paso de Indios (A-A').

9. Corte Estratigráfico Depocentro Gastre/ Gan Gan.

10. Reconstrucción paleogeogáfica depocentro Gastre (C-C').

11. Esquema Estructural Depocentro Paso de Indios,, Depocentro Gorro Frigio, Depocentro Gan Gan.

12 y 13. Esquema Estructural de Wernike. Depocentro Paso de Indios, Depocentro Gorro Frigio, Depocentro Gan Gan (dos alternativas).

14. Perfil columnar Puesto El Quemado.

15. Perfil columnar Cañadón Asfalto- Sauzal.

CAPÍTULO 1

I. INTRODUCCION

La Formación Cañadón Asfalto (*sensu* Stipanicic *et al.*, 1968) ha sido descripta históricamente como un conjunto de depósitos volcánicos, bioquímicos, piroclásticos y epiclásticos de edad calloviana - oxfordiana, aflorantes principalmente en la región del Valle Medio del Río Chubut. Estos depósitos eran conocidos inicialmente como “capas con Estheria” o *"serie esquistosa N"* (Piatnitzky, 1936, 1946) o como "Sección Superior del Complejo de la Sierra de Olte" (Feruglio, 1949).

El objetivo de la presente tesis ha sido dilucidar las características tectosedimentarias de esta unidad que aflora característicamente en el centro norte de la provincia del Chubut, analizar su desarrollo areal y complementando con la información de subsuelo, identificar el ambiente tectónico de su formación. Para ello se hizo necesario encarar un levantamiento sistemático del área de afloramientos, definir las secuencias que la integraban, caracterizar sus ambientes de sedimentación y tratar de ordenar en forma comprehensiva sus diferentes tipos litológicos. Los estudios previos realizados en esta unidad eran parciales, y dada la falta de criterios homogéneos no permitían comprender la relación entre los elementos químicos, epiclásticos y volcánicos, que se incluían en la misma.

Los estudios fueron iniciados con el apoyo de la Comisión Geológica Nº 2, perteneciente a YPF S.A. a inicios de la década del 90, que permitieron detectar las múltiples incertidumbres que presentaba el estudio tectosedimentario de la Formación Cañadón Asfalto. Los primeros estudios estratigráficos realizados en forma sistemática (Homovc *et al.*, 1991), complementados con los análisis estructurales (Figari *et al.*, 1992) y tectosedimentarios (Figari y Courtade, 1993; Figari *et al.*, 1994) permitieron reconocer que la clásica Formación Cañadón Asfalto representaba en realidad el registro de diferentes etapas dentro de la evolución de cuencas extensionales de hemigraben. Estas cuencas se desarrollaron con una elongación general noroeste, con varios depocentros aislados sobre un área más extensa que la conocida hasta el momento y que permitieron ser integrados en una misma unidad morfoestructural. Esta unidad fue formada por esfuerzos extensionales o transtensivos, cuya estructura resultante fue posteriormente afectada en una etapa póstuma por esfuerzos compresivos.

Según la orientación de las fallas preexistentes, estos esfuerzos provocaron su reactivación o no, con componentes puramente compresivos o de rumbo. De esta manera, el grado de inversión tectónica que presentan estos depocentros, controló la mayor o menor preservación del estilo original. El modelo inicial realizado exclusivamente con datos de superficie en los trabajos anteriormente citados, ha sido confirmado por estudios de subsuelo gravimétricos que cubren un area de más de 17.000 km^2 desde el sur de Paso de Indios hasta el noreste de Gan Gan (Figari y Courtade , 1992; Koremblit y Profeta, 1994) y un programa sísmico de reflexión realizado durante los años 1992 –1994 en los bajos de Paso de Indios y Gorro Frigio (Cortiñas , 1995).

El objetivo de esta tesis doctoral, es por lo tanto, a partir esencialmente de los datos de superficie obtenidos por el autor de la región del Valle Medio del río Chubut, es decir los primeros elementos que se contaron para definir la denominada cuenca de Cañadón Asfalto, definir el estilo estructural y tectónico de los depocentros o subcuencas contenidas dentro del ámbito de esta unidad morfoestructural mayor. Sobre esta base se intentará reconstruir a partir de una interpretación de las distintas etapas evolutivas, el origen y edad de las subcuencas que suministraron el espacio disponible para la depositación de la Formación Cañadón Asfalto *(sensu lato)*, asignándole una jerarquía a las unidades mayores en ella identificadas que permitan completar una columna estratigráfica integrada de la región bajo análisis. Estos resultados se integraron a la evolución tectónica de la parte sur del continente americano teniendo en cuenta su relación temporal y espacial, en especial con la orientación de los esfuerzos, de la apertura del Mar de Weddell.

II. METODOLOGIA Y AREA DE TRABAJO

Establecidas las principales incertidumbres sobre la génesis de la Formación Cañadón Asfalto y sobre la mecánica de su cuenca de sedimentación se plantearon dos caminos para resolver esta problemática. Se decidió realizar un mapeo geológico estructural que abarcara un área suficientemente importante como para conocer la distribución, relaciones e historia tectónica de esta unidad, a su vez se hizo un programa de levantamiento y análisis estratigráficos de numerosos perfiles de detalle seleccionados cuyas conclusiones preliminares fueron parcialmente anticipadas en trabajos anteriores (Homovc *et al.*, 199l; Figari y Courtade, 1993; Figari *et al.*, 1994).

Si bien el área de trabajo comenzó en una zona restringida al Valle Medio del río Chubut, la evolución del conocimiento y el hallazgo de nuevos afloramientos asignables a la Formacíon Cañadón Asfalto, antes reconocidos como "Chubutiano" (Feruglio, 1949), o incluidos en el Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972), llevó a la necesidad de ampliar considerablemente el área original del estudio.

Para contar con un marco de información adecuado se realizaron dos tipos de levantamiento. Uno en la que se consideró como área regional, estuvo comprendido entre los paralelos 42° y 44° 30' de latitud sur y los meridianos 68°30' y 70° de longitud oeste, cubriéndose un área de más de 35.000 km² (véase figura 1) y cuyo carácter fue expeditivo. El segundo, a nivel de semidetalle en la llamada área central, realizado sobre una superficie de cerca de 3.000 km² entre los paralelos 43° y 43° 45' de latitud sur y los meridianos 68°30' y 69°30' de longitud oeste aproximadamente (véase figura 2), donde se concentró el mayor peso del estudio, ya que esta zona poseía la mayor cantidad y calidad de afloramientos y estructuras.

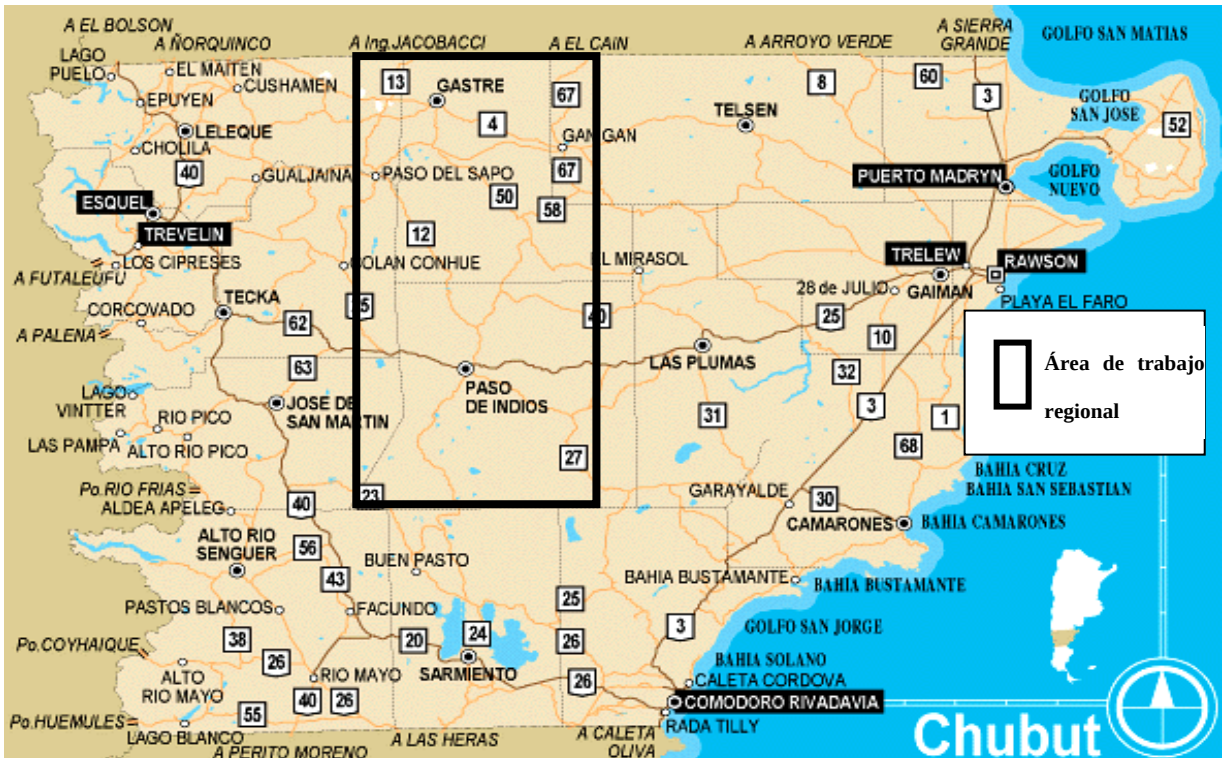


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio donde se realizó el análisis regional con indicación de las principales localidades y accesos dentro de la provincia de Chubut.

Para el estudio regional se utilizaron las imágenes Landsat D 245-091, D 246-090/091 y D 247-089/090 obtenidas en bandas 4,5 y 7. Se confeccionó así una interpretación geológica satelital a escala aproximada 1:500.000 (figuras 3 a, b, y mapa geológico del adjunto 1 y 2) cuyo fin fue identificar los rasgos estructurales mayores como lineamientos, bloques, pliegues y cobertura sedimentaria simplificada. Para realizarlo se contó además del trabajo de campo y elaboraciones propias, con mapeos parciales realizados por otros autores.

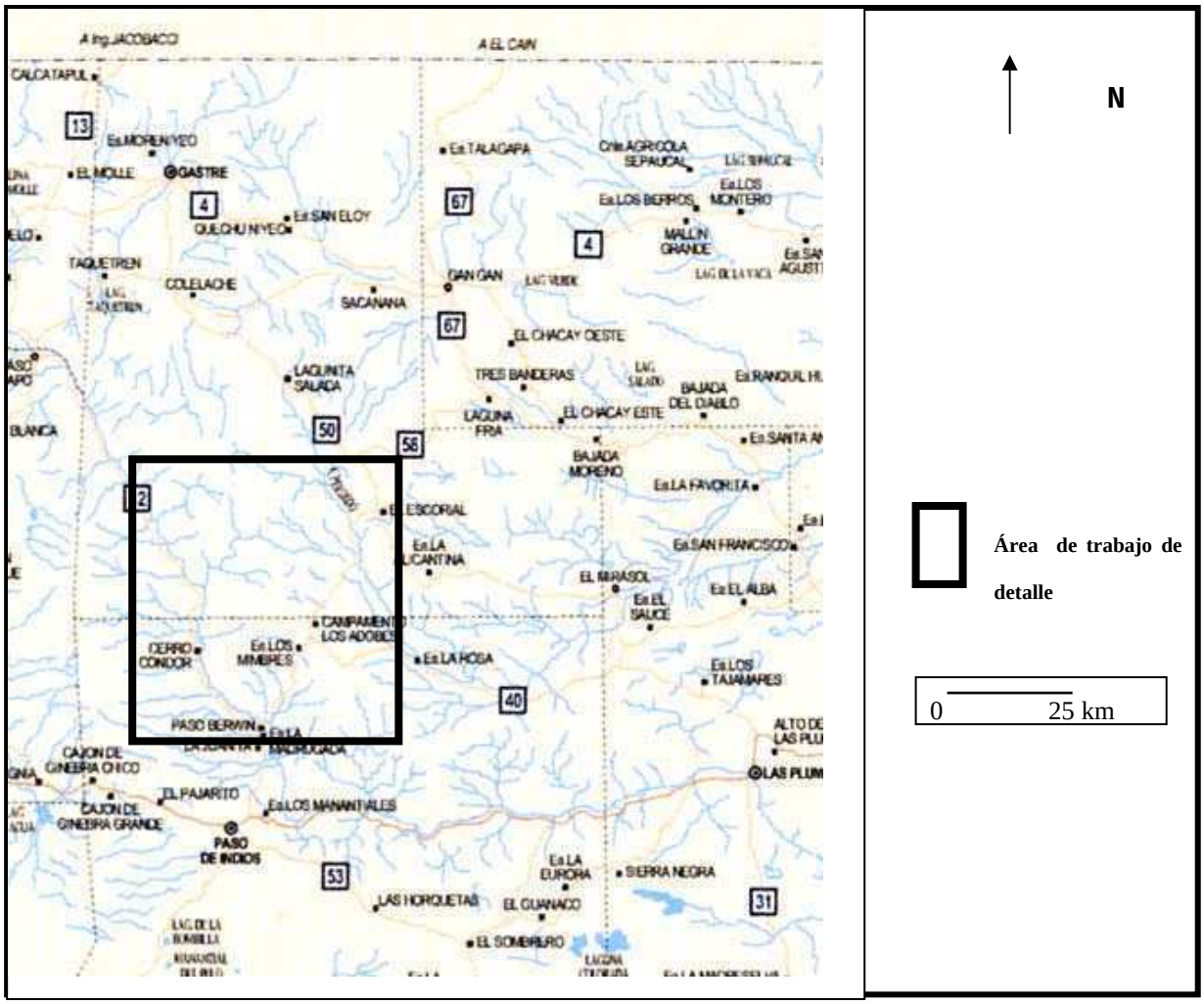


Figura 2. Área donde se realizaron los estudios de detalle.

Para el mapeo de semidetalle se utilizaron en cambio fotografías aéreas obtenidas por el Instituto Geográfico Militar con una escala variable entre l: 60.000 y l: 65.000. En las mismas se identificaron unidades al nivel de secuencias o cortejos depositacionales cuando fue posible, pliegues, fallas, diques y buzamientos relativos, contando con una verificación de campo detallada en casi toda el área, que llevó la mayor parte de las dos campañas de trabajo en la zona.

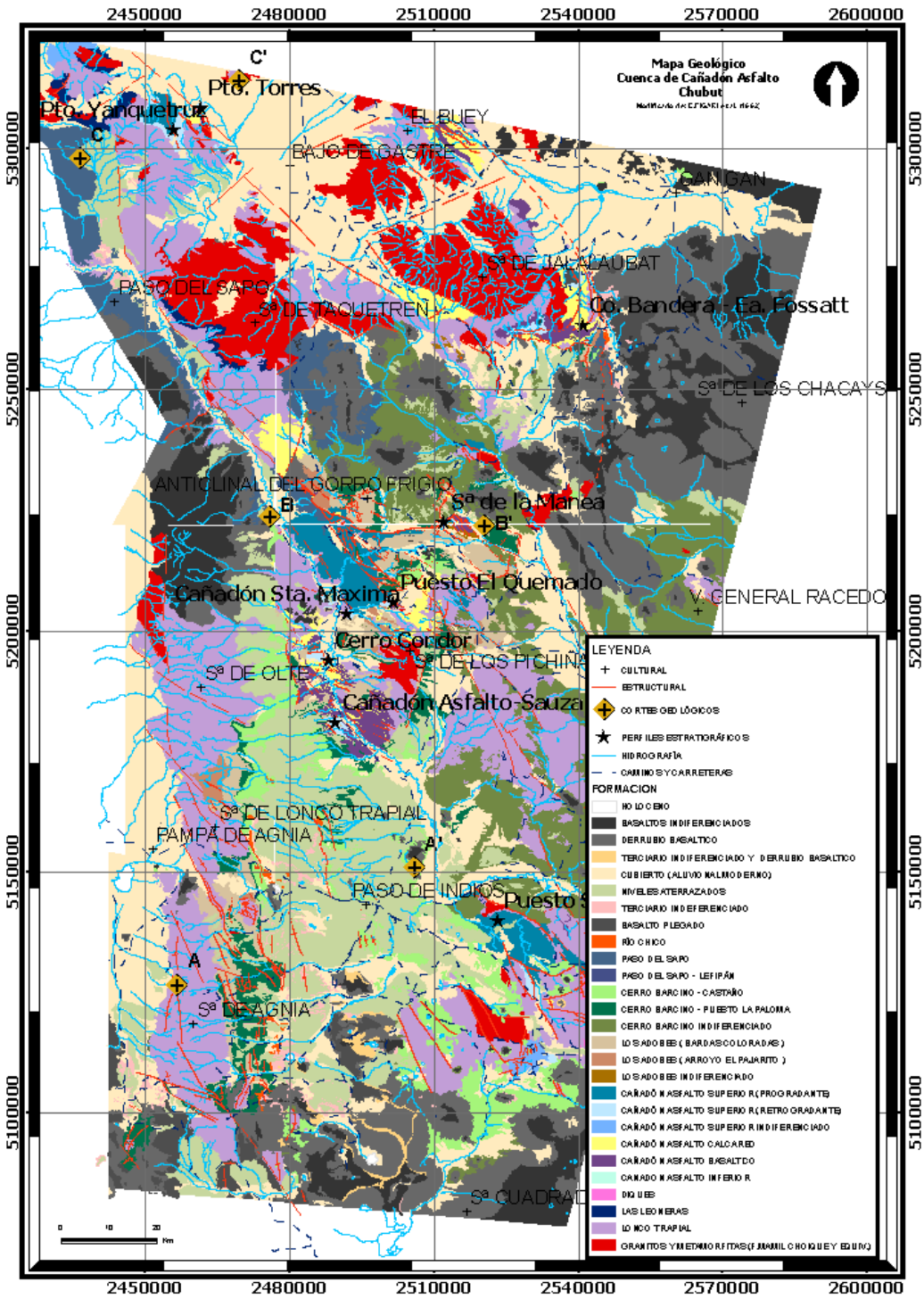


Figura 3. Mapa geológico satelital de la zona centro de la provincia del Chubut, comprendida entre Sierra Cuadrada al sur, y Sierra de Lipetrén, Pampa de Gan Gan al norte. Nótese la ubicación de las principales localidades y perfiles estratigráficos (basado en Figari *et al*., 1993).

Esta información se transfirió a una base planialtimétrica obtenida a partir de una restitución expeditiva realizada por la Dirección de Vialidad, División Fotogrametría del año 1976, escala 1: 60.000, para la Comisión Nacional de Energía Atómica. Para ello se digitalizaron las curvas de nivel con una equidistancia de 100 metros en el Programa ISM del Sistema Atlantis, llevando este producto a escala 1: 62.700 aproximadamente, por resultar la más adecuada al ajuste de todo el conjunto, obteniendo luego el producto final a escala 1:65.000. Para una mayor comodidad se dividió el producto final en dos partes denominadas Área Central Norte (véase mapa geológico del adjunto 3) y Área Central Sur (*ibidem* adjunto 4).

Las coordenadas de la base planialtimétrica, originalmente de un sistema local propio de la Comisión Nacional de Energía Atómica se ajustaron a coordenadas Gauss Krüger, estimándose el error máximo de ubicación de puntos entre 100 y 150 metros.

Los perfiles estratigráficos han sido levantados con báculo de Jacob y brújula Brunton, y cuando fue necesario se corrigieron espesores con mediciones realizadas con plancheta. Se obtuvieron numerosas muestras petrográficas y paleontológicas que han servido para definir en parte la bioestratigrafía de las unidades, y aunque no son parte primordial de este trabajo serán utilizadas sus conclusiones para soportar las correlaciones realizadas. La ubicación de estos perfiles se encuentra en la figura 3. En campañas posteriores a las enumeradas se obtuvieron también muestras paleomagnéticas cuyas conclusiones se encuentran en los trabajos de Somoza (1994) y Geuna *et al.* (1999a, b y 2000).

Los resultados obtenidos del presente estudio se han ordenado de la siguiente manera. Inicialmente se comenta brevemente la estratigrafía de la región con el fin de esclarecer la problemática nomenclatura usada con anterioridad, aclarando el criterio usado para el mapeo y enumerando los nuevos afloramientos atribuidos a esta unidad.

Posteriormente se describen los rasgos estructurales de superficie más prominentes poniendo especial énfasis en aquellos que pudieron ser más útiles para definir el estilo tectónico. Se plantean además una serie de cortes estructurales esquemáticos para ilustrar el esquema planteado y una serie de diagramas estadísticos de los lineamientos obtenidos de superficie para interpretar diagramas de esfuerzo y deformación. Se trata además de dar una interpretación genética de los mismos dentro de un esquema tectónico regional integrado.

Cabe aclarar que este esquema, por estar basado esencialmente en datos de superficie, es tentativo y sujeto a modificaciones que puedan surgir a partir de nuevos estudios de subsuelo.

Por último se plantea una hipótesis evolutiva para la Cuenca de Cañadón Asfalto, esquematizada también en una serie de cortes idealizados a escala e integrándoles a la evolución del extremo sur del continente sudamericano y a la apertura del mar de Weddell.

III. INVESTIGACIONES ANTERIORES

La gran extensión del área hace que sean muy numerosos los estudios que la cubren parcialmente, por esto se hará un raconto de los más significativos haciendo énfasis en aquellos que abarcaron la zona del Valle Medio del río Chubut.

Piatnitzky (1936,1946), extiende sus trabajos de reconocimiento geológico desde río Genoa al oeste hasta el valle del río Chubut al este, realizando una primera diferenciación de unidades estratigráficas detallada en el área (aunque citando trabajos generales previos de Wichmann, 1927) y recolectando abundante material paleontológico. En estos trabajos se realizan varios cortes estratigráficos, uno de ellos en el denominado Cañadón Baguales, donde identifica sobre conglomerados con rodados de porfirita y por debajo de areniscas del Cretácico superior una serie de esquistos bituminosos, con intercalaciones de roca básica, con restos de *Estheria* y *Arthrotaxites,* a las que asigna con dudas al Jurásico.

Groeber (1942) hace una interpretación estratigráfica estructural al oeste del meridiano 69, donde aunque no toca en particular el área de interés, realiza una serie de observaciones generales que han servido para comprender la evolución tectosedimentaria de la región y el conocimiento de las fases eruptivas.

Suero (1946) estudia y mapea con plancheta la parte occidental del área (entre el arroyo Genoa hasta el río Chubut), realizando además algunos cortes estratigráficos. Si bien se respeta en general la estratigrafía existente, introduce nuevos conceptos en la descripción de los pliegues que se encuentran al oeste de la Sierra de Agnia, separando zonas de distinto estilo tectónico.

Flores (1948,1956 y 1957), realiza estudios en la zona del Valle Medio del río Chubut extendiéndose luego desde sierra Cuadrada hasta Paso del Sapo. Confecciona mapas y cortes estratigráficos en toda esta zona y encuentra en los cañadones transversales al río Chubut niveles de esquistos bituminosos con restos de saurópodos y otros con una abundante flórula que le permiten asignar estos niveles al Dogger.

Feruglio (1949) abarca y resume en su trabajo integrado de la geología patagónica, gran parte de las numerosas observaciones que realizó en esta zona. Se puede decir que Feruglio ya identificó en su momento las grandes unidades sedimentarias tratando de asociarlas con eventos tectónicos, realizando además una serie de cortes estratigráficos y la recolección de abundantes fósiles que permitieron ajustar al menos en forma relativa la mayoría de estas grandes unidades.

Stipanicic *et al.* (1968), con datos propios y antecedentes disponibles, realizan una revisión de la geología del Macizo Nordpatagónico y presentan una nueva cronoestratigrafía para las formaciones presenonianas en la región. Definen además por primera vez a la Formación Cañadón Asfalto y la describen como un conjunto de depósitos que asignan al Calloviano-Oxfordiano, integrados por rocas volcánicas, bioquímicas, epiclásticas y piroclásticas.

Tasch y Volkheimer (1970) realizan varios perfiles en la zona de Cerro Cóndor presentando los primeros estudios bioestratigráficos, paleoecológicos y paleontológicos de detalle en la parte inferior de la Formación Cañadón Asfalto haciendo hincapié en la fauna de conchóstracos en ellos hallada y especulando acerca de sus posibles correlaciones regionales.

Robbiano (1971a y b) levanta varios perfiles geológicos en la sierra de Lonco Trapial, Pampa de Agnia y la zona de Cerro Cóndor, sobre todo de gran importancia para el conocimiento del chubutiano y de su diferenciación de los niveles atribuibles al Jurásico. Define la Formación Cerro Fortín y describe las fases tectónicas que afectaron a la sierra del Cerro Negro.

Gebhard (1972) realiza un mapeo fotogeológico en la zona del Gorro Frigio, siendo la primera vez que se aplica esta técnica en la zona sacando interesantes conclusiones acerca de la génesis de esta estructura, jerarquizando las fallas e introduciendo la idea de la presencia de desplazamiento lateral.

Nakayama (1972a y b y 1975) trabajó en el área noreste del Valle Medio del río Chubut, con levantamiento de perfiles y mapeo geológico con plancheta. Realiza un análisis de la historia tectónica del área; obtiene numerosas muestras petrográficas; estudia con especial detalle los niveles con arenas de la parte superior de la Formación Cañadón Asfalto y define una nueva unidad a la que denomina Formación Las Leoneras que se encuentra entre el basamento y el comienzo de la actividad volcaniclástica del Jurásico medio. Encuentra además restos de peces en la Formación Paso del Sapo.

Chebli (1972,1973) releva la parte sur de Paso de Indios entre sierra Cuadrada y el Sombrero, estudiando con especial énfasis lo depósitos del chubutiano. Confecciona mapas con plancheta y realiza varios cortes estratigráficos. Define una unidad de posición y características similares a Formación Las Leoneras a la que denomina Formación Puesto Lizarralde. Sugiere la posible existencia de un depocentro en el bajo de Paso de Indios.

Musacchio y Chebli (1975) realizan un estudio bioestratigráfico en la misma zona., en el área de El Barrancal, donde se describen ostrácodos dentro de la asociación de *Bisulcocypris barrancalensis* sp., en afloramientos que se suponen del Chubutiano y asignados al Cretácico Inferior. Actualmente esos niveles se han redefinido y son hoy atribuibles a la sección superior de la Formación Cañadón Asfalto

Coira *et al.* (1975) hacen un análisis tectónico regional del Macizo Nordpatagónico y parte de la Sierra de San Bernardo. En este trabajo se utiliza por primera vez para la zona un análisis estadístico de lineamientos, determinados siguiendo la interpretación de varios observadores a partir de imágenes de satélite (ERTS 1 y Skylab) y cotejados con los obtenidos de mapas topográficos. Se definieron así una serie de sistemas que agrupan familias de lineamientos que actuaron como direcciones regmáticas de fracturación.

Nullo (1978) realiza la hoja geológica 41d, Lipetrén. Se realiza un mapeo sobre base topográfica previa, estudios petrográficos y cortes estructurales. Se introduce el nombre de Formación Coyueque como equivalente de la Formación Cañadón Asfalto que se supone sobreyacida en discordancia por una unidad volcánica más joven denominada Formación Taquetrén, término que actualmente se sugiere eliminar. Se realiza un estudio de lineamientos con imágenes satélite.

Proserpio (1978) realiza la hoja geológica 42d, Gastre. Consta de un mapeo realizado de base topográfica previa, estudios petrográficos y cortes estructurales. Se utiliza también el término de Formación Taquetrén y se mapean algunos afloramientos más viejos con este nombre. Se realiza un estudio de lineamientos de detalle a partir de imágenes de satélite.

Codignotto *et al.* (1978) replantea y normaliza la estratigrafía del Grupo Chubut. El trabajo esencialmente recopilatorio, introduce claridad con una propuesta de unificación de los numerosos términos formacionales.

Chebli *et al.* (1976, 1978) revisan la estratigrafía de la región central de la Provincia del Chubut, realizando luego un mapa de recopilación geológica para toda la provincia. Se utiliza una base satelital, se reconocen múltiples lineamientos, y se realiza una valiosa síntesis del conocimiento estratigráfico en la provincia para ese momento.

Lesta *et al.* (1980) sintetizan la estratigrafía del Chubut extrandino. Se realiza un cuadro cronoestratigráfico comparativo que ilustra la relación de las unidades conocidas de superficie con sus equivalentes de subsuelo, principalmente de la Cuenca del Golfo San Jorge.

Turner (1983) levanta la hoja geológica 44d, Colan Conhué. Es uno de los últimos trabajos de este gran investigador. Consta de un mapeo realizado de base topográfica previa, estudios petrográficos y cortes estructurales.

Nullo (1983) realiza la hoja geológica 45c, Pampa de Agnia. Consta de un mapeo realizado de base topográfica previa, estudios petrográficos y cortes estructurales. Se identifican dos miembros dentro de la Formación Cañadón Asfalto, uno volcánico y otro sedimentario.

Proserpio (1987) realiza la hoja geológica 44e, Valle General Racedo. Esta valiosa contribución consta de un mapeo realizado de base topográfica previa, estudios petrográficos y cortes estructurales. Se describe aquí por primera vez la Formación Cañadón Calcáreo (aunque cita que ya era conocida informalmente por los geólogos de la C.N.E.A.), en el flanco norte de la sierra de Los Pichiñanes, apoyándose en discordancia angular sobre la Formación Cañadón Asfalto. Estudios posteriores muestran que otros afloramientos de esta unidad, muy cercanos en las riberas del río Chubut, habían sido incluidos por varios autores dentro de la Formación Cañadón Asfalto y que estos incluyen generalmente en su parte basal la sección condensada conocida por portar abundantes restos de peces.

Cortés (1984, 1987, 1990 a y b) trabaja en la zona sudeste de Paso de Indios revisando la estratigrafía del lugar, introduciendo nuevos nombres formales para las unidades aflorantes y definiendo un esquema estructural dominado por una tectónica de bloques de basamento. Allí son descriptos algunos nuevos afloramientos del Grupo Paso de Indios, que incluye una sección volcánica (Formación Puesto Gilbert) y una sedimentaria (Formación Cañadón Asfalto).

La Comisión Nacional de Energía Atómica ha realizado durante la década del 80, mapeos estratigráficos estructurales parciales de la zona, cuya consulta ha sido de gran utilidad. Cabe nombrar a los siguientes autores de informes y mapas de circulación interna de esa repartición:

Nilda de Bianchi, María Rosario Gayone, Alberto Fuente, Pablo Triana y Victor Landi. Este último investigador publicó en 1987 un esquema estratigráfico y estructural del yacimiento uranífero Cerro Solo, en el flanco sur de la sierra de Pichiñanes, mostrando el control tectosedimentario sobre los niveles inferiores del chubutiano (ciclo fluvial, equivalente a la Formación Bardas Coloradas) y la posibilidad de la reactivación de estas fallas durante el Terciario.

CAPÍTULO 2

ESTRATIGRAFÍA

I. RESEÑA ESTRATIGRÁFICA

La estratigrafía de la región comprende tres grandes conjuntos de secuencias que se pueden agrupar en un basamento cristalino y metamórfico; una serie de megasecuencias sedimentarias, objetivo del presente estudio, asociadas a las diferentes etapas de la evolución de un sistema de rift, y un conjunto de sedimentos y rocas volcánicas que constituyen la cobertura cenozoica de las secuencias anteriores.

a) El basamento

El basamento de la cuenca esta constituido por un conjunto de rocas metamórficas intruidas por rocas plutónicas e hipabisales. Las primeras atribuidas al Precámbrico Superior - Paleozoico Inferior se asignan a la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964). Las plutonitas mesosilíceas se incluyen dentro de la Formación Mamil Choique (Sesana, 1968) y equivalentes. Este complejo, se encuentra intruído por un conjunto de granitoides calcoalcalinos, asignados a la Formación Lipetrén, *sensu* Coira *et al.*, 1975, a los que Rapela (1990), Rapela y Pankhurst (1992) y Rapela *et al.* (1992) diferencian en dos suites del Triásico Tardío - Jurásico Medio, las unidades Gastre y Lipetrén, cuya génesis es relacionada por estos autores con la ruptura de Gondwana y con el sistema de falla de Gastre.

En su trabajo sobre el basamento cristalino en la región de Río Chico, Dalla Salda *et al.* (1994) lo definen a éste con el nombre de Complejo Río Chico, incluyendo en él a las Metamorfitas Cushamen y los Granitoides Mamil Choique. Este complejo es interpretado como el resultado de la colisión tacónica entre Laurentia y Gondwana, con un clímax en el Ordovícico (*circa* 470 Ma). El principal producto sincolisional estaría representado por las rocas metamórficas, migmatitas y granitoides sintectónicos Mamil Choique del Ordovícico producidos por anatexis. En un segundo evento colisional ocurrido en el Devónico Tardío (*circa* 380 Ma, Acádico?), se desarrolla un metamorfismo de bajo grado y el emplazamiento del Granito Viuda de Gallo. Finalmente, según los autores, durante el Permo-Triásico como posible efecto del inicio de la ruptura de Gondwana, un evento extensivo de intraplaca permite la fusión cortical y el emplazamiento del Granito La Pintada. El estilo deformacional en general tiene una orientación preferente NNO, tren que ha controlado las estructuras post-paleozoicas.

Para Ramos (2002) estos elementos antes descritos parecen ser coherentes con la hipótesis de la existencia de un orógeno que atravesaba en forma oblicua la Patagonia con una orientación aproximada N35°O e inclinación al sudoeste. Este rasgo mayor de origen eopaleozoico correspondería a un arco magmático que no tiene continuidad con los conocidos en la región central de Argentina y que se debería a la interacción de dos terrenos o microcontinentes que colisionaron en el Paleozoico Temprano. Al norte el terreno de Somuncurá que era un margen pasivo que colisionó con el terreno del Deseado, donde se instaló este arco magmático de rumbo noroeste y reflejado en la deformación dúctil que muestra este basamento. Estos terrenos amalgamados colisionarían en el Pérmico Temprano contra el supercontinente de Gondwana produciendo la importante orogenia de los sistemas de Ventania en Argentina y El Cabo en Sudáfrica.

En suma este conjunto de rocas, independientemente de las distintas hipótesis sobre su evolución tectónica, ha producido una importante fábrica penetrativa, que con rumbo noroeste, domina la estructura del basamento de la región. La esquistosidad y la foliación del basamento imprimen una fuerte anisotropía a estas rocas metamórficas, que controla la orientación e incepción de los sistemas extensionales mesozoicos. Como se analizará más adelante la estructura de la cuenca de Cañadón Asfalto está controlada por la orientación de las estructuras penetrativas de rumbo noroeste de este basamento.

b) Las megasecuencias de rift

La columna sedimentaria (figura 4), ha sido dividida siguiendo el criterio de Hubbard (1988), en unidades mayores, denominadas megasecuencias (Homovc *et al.*,1991; Figari y Courtade, 1993) cuyo depósito responde a las distintas fases evolutivas de una cuenca de rift (Scott y Rosendhal, 1989), limitadas entre sí por discordancias regionales. A su vez, estas unidades pueden ser diferenciables en unidades menores, es decir secuencias y sistemas depositacionales (Vail *et al.,* 1977), que pueden coincidir o no con las unidades formales descriptas anteriormente por otros autores en la zona. Para el mapeo se han conservado estos nombres históricos formales parcialmente modificados, por resultar más descriptivos.

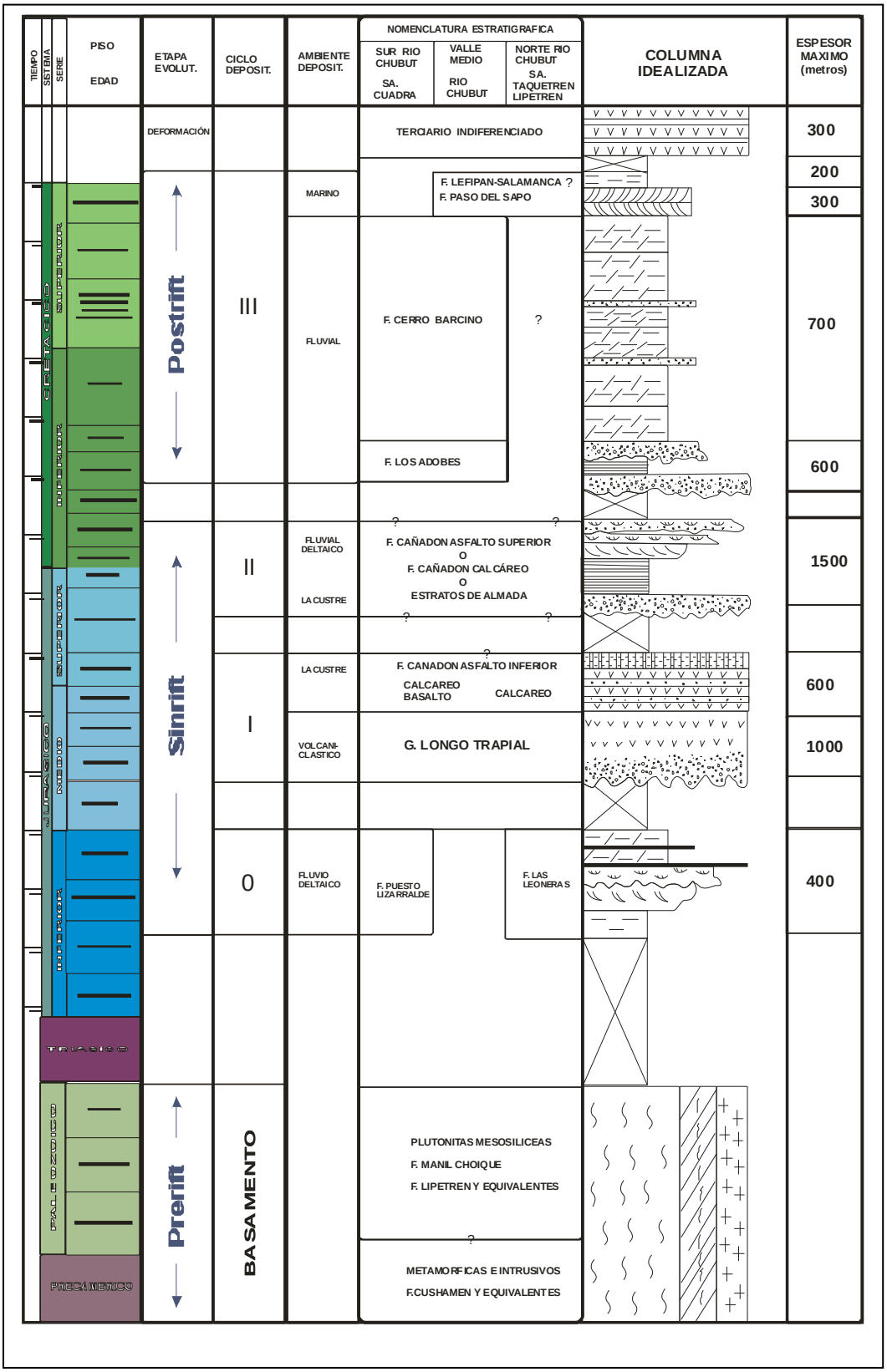


Figura 4. Columna estratigráfica regional.

c) La cobertura cenozoica

Por último deben considerarse también las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Lesta y Ferello, 1972) que incluyen niveles litorales, posiblemente mareales estuarinos y marinos más profundos con una edad campaniana - daniana? y niveles del "Salamanquense" (Feruglio, 1949), que con distintos nombres formacionales han sido identificados en el área.

Con menor detalle han sido mapeados además el Terciario sedimentario indiferenciado, niveles basálticos y derrubio, niveles aterrazados cuaternarios y la cubierta aluvional moderna.

Proserpio (1987), reconoce en el sector oriental del área, tres superficies atribuidas al Cuaternario con suave inclinación al sudeste, elaboradas sobre sedimentos del Grupo Chubut y coronados por derrubio basáltico. Se atribuye la existencia de estos planos a cambios de nivel de base controlados por movimientos tectónicos. En el sector occidental en cambio estos eventos parecen corresponderse con tres depósitos pedemontanos. El más antiguo recostado sobre la sierra de Los Pichiñanes, en los alrededores de la zona El Ganso. El segundo nivel se halla en el Arroyo Perdido, mientras que el tercero lo hace en la zona del cerro Negro. Niveles equivalentes se encuentran en los otros bajos geomorfológicos.

Los depósitos recientes están constituidos por todo el derrubio basáltico asociado a asentamientos y a cauces fluviales o lagunas secas de la zona, y todo el material fino areno-arcilloso en las mismas áreas.

II. UNIDADES MAPEADAS

a) Megasecuencia 0

Hacia el norte del área de mapeo, en la Sierra de Taquetrén, aparece en forma saltuaria, intercalada entre el basamento y el Grupo Lonco Trapial, una secuencia sedimentaria (Megasecuencia 0), integrada por depósitos continentales constituidos por conglomerados, areniscas arcósicas, arcilitas, calizas y tobas. Ésta se asigna a la Formación Las Leoneras (Nakayama, 1972a) de edad jurásica temprana. Una unidad análoga continental sería la Formación Puesto Lizarralde descripta por Chebli (1973) en la zona sur. Al oeste de la sierra de Agnia, sin embargo los niveles cronológicamente equivalentes de la Formación Osta Arena (Musacchio, 1966) son claramente marinos lo que muestra la clara influencia de este paleoalto en la sedimentación desde aquellos tiempos. Los niveles de la Megasecuencia 0 se encuentran bien expuestos en la sierra de Taquetrén, habiéndose medido en los alrededores de Puesto Pereyra un espesor de de 250 m (figura 5) encontrándose suavemente basculados por debajo de la discordancia angular de la base de la Megasecuencia I.

a) Megasecuencia I

La Megasecuencia I incluye la secuencia volcano sedimentaria del Grupo o Formación Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972; Nullo y Proserpio, 1975) constituída por una espesa secuencia volcaniclástica donde predominan aglomerados volcánicos con matriz arenosa gruesa, con contactos netos, cuerpos extensos y amalgamados, originados por flujos gravitatorios laminares, cohesivos y granulares, entre los que se intercalan algunos elementos tractivos menores, tobas y escasas coladas, algunas de ellas ignimbríticas . Una de las mejores exposiciones en la zona se encuentra en los alrededores de Puesto Pereyra, sierra de Jalalaubat, al sudeste de la localidad de Gastre (figura 5).

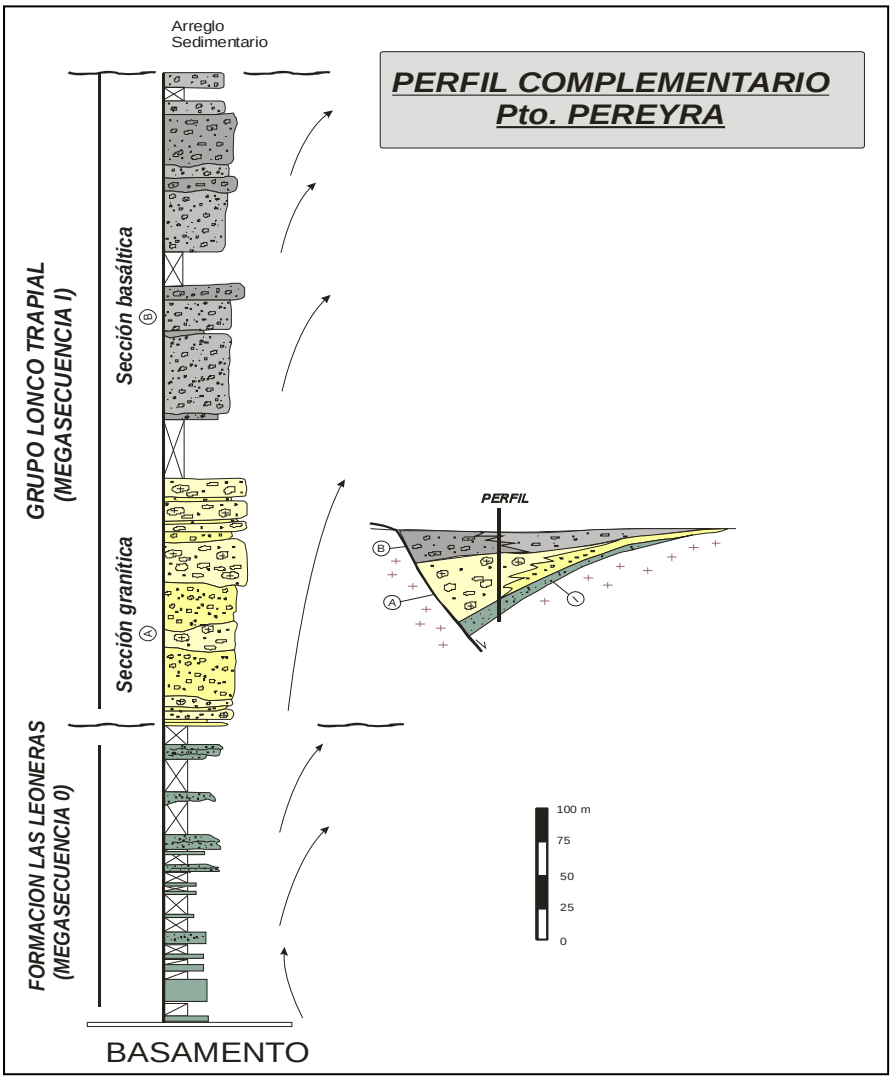


Figura 5. Columna estratigráfica del Grupo Lonco Trapial, en las cercanías del Puesto Pereyra, Sierra de Jalalaubat.

Representan depósitos de abanicos aluviales de escasa eficacia de transporte, vinculados a escarpas de fallas, pasando rápidamente a facies más finas hacia zonas más distales (figura 6).

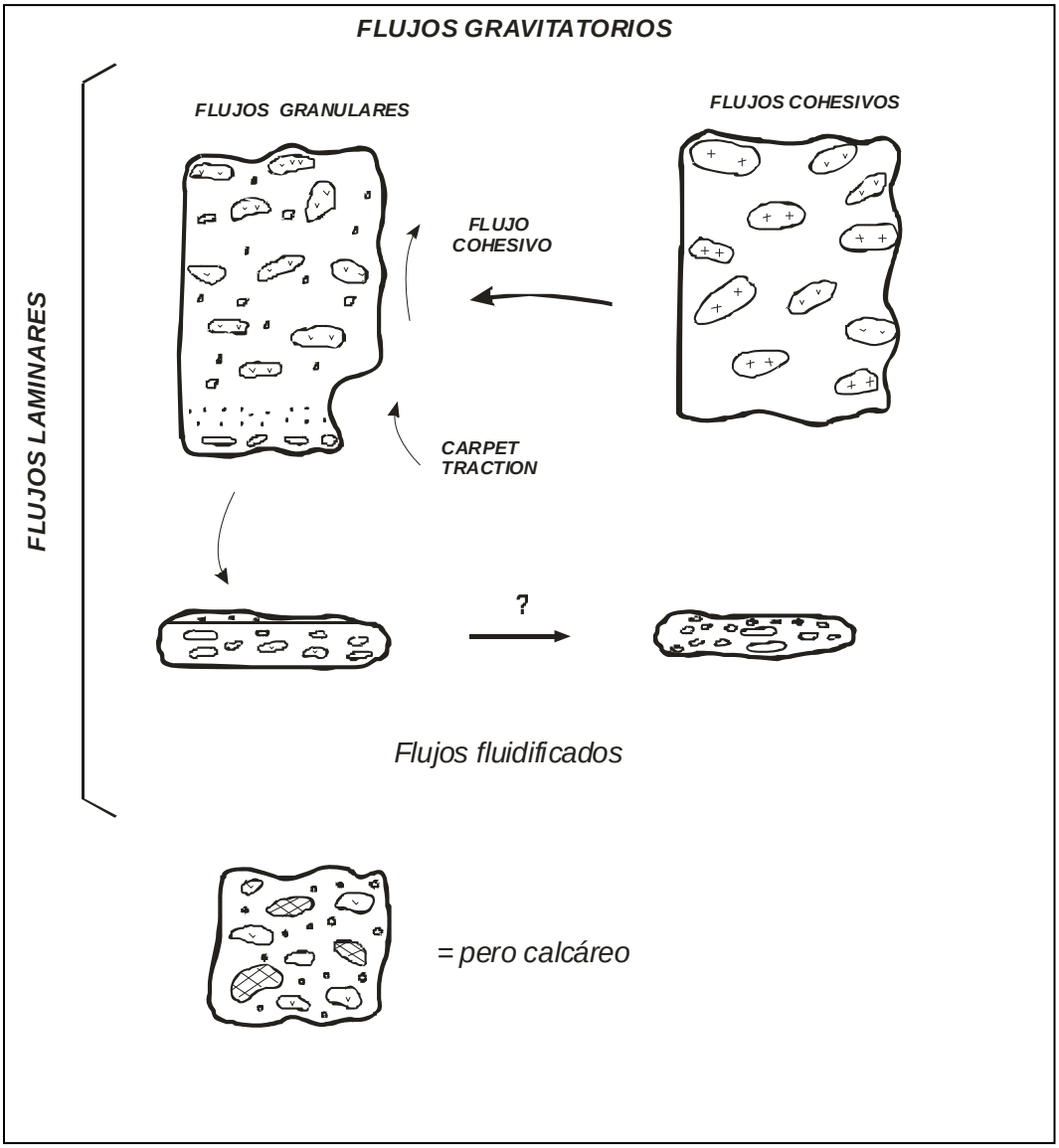


Figura 6. Asociaciones de facies del Grupo Lonco Trapial en la sierra de Jalalaubat.

En su sección basal predominan bloques de hasta 3 m de diámetro de rocas graníticas (figuras 7 y 8), mientras que hacia arriba son reemplazados por otros de composición netamente volcánica. Se interpreta que estos depósitos se encuentran relacionados con un intenso episodio extensivo, con debilitamiento de la corteza litosférica y a la actividad de bloques rotados y fallados que afectaron al basamento. El cambio de composición de los bloques se atribuye al aumento de la actividad volcánica con la persistencia de la extensión.

Figura 7. Bloques de granito de hasta 1,5 m de diámetro se encuentran como megaclastos flotantes en la base de la Megasecuencia I, en los alrededores de Gastre.

Figura 8. Detalle de los bloques de granitoides y volcanitas flotantes en una pasta volcánica en los alrededores de Gastre.

La distribución de los niveles atribuibles a la Formación Lonco Trapial es realmente importante, mostrando la gran extensión del proceso que le dió origen. En los alrededores de la sierra de Taquetrén intercalada en esta megasecuencia, se han encontrado unos niveles de tobas ignimbríticas de color pardo amarillento muy conspicuo portadores de una flora mesojurásica estudiada por Bonetti (1963) en el denominado cañadón del Zaino. Allí se ha descrito la presencia de *Cladophebis lenticulata* (Brong.) Font., *Cl.* cfr. a*ntartica* Nath., *Clathropteris* cfr. *kurtzi* Freng., *Sphenopteris nordenskjöldi* Halle, *Scleropteris furcata* Halle, *Sagenopteris nissoniana* (Brong.) Ward, *Otozamites sanctae-crucis* Fer., *Pagiophyllum feistmanteli* Halle, etc.

Estos niveles fueron considerados sincrónicos por Stipanicic y Bonetti (1970) con los encontrados por Flores y estudiados por Frenguelli (1949) en niveles pelíticos intercalados con basaltos de la Formación Cañadón Asfalto, en la quebrada homónima y comparados también con ejemplares de la flora de Bahía Esperanza, en la Tierra de Graham, descripta por Halle (1913). Estos niveles tobáceos finos portadores de fósiles parecen ser delgados depósitos lacustres que se han podido formar en momentos de tranquilidad entre los episodios volcaniscláticos de alta energía. Esta alternancia de eventos de alta energía con otros de simple decantación se presenta en forma recurrente en toda la Megasecuencia I.

Figura 9. La base del Grupo Lonco Trapial (LT) en la sierra de Taquetrén, apoyando discordantemente sobre la Formación Las Leoneras (LL).

Las relaciones estratigráficas basales son de discordancia angular, siendo particularmente claras en la sierra de Taquetrén donde aparece el Grupo Lonco Trapial truncando depósitos de la Formación las Leoneras, unidad jurásica inferior que se describirá más adelante (figuras 9 y 10).

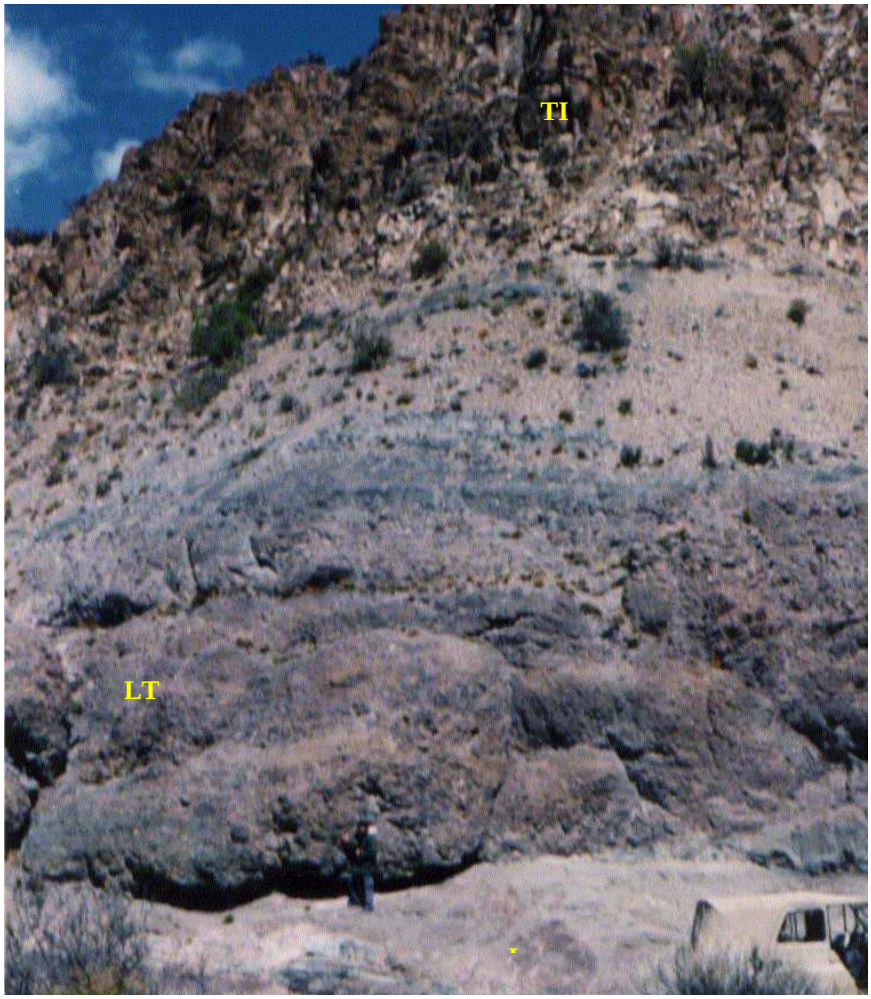


Figura 10. La base del Grupo Lonco Trapial (LT) en la Sierra de Taquetrén, truncando la Formación Las Leoneras (LL). Nótese el nivel castaño amarillento del tope del afloramiento, que corresponde a una toba ignimbrítica (TI), donde ha sido encontrada la denominada flora de Cañadón el Zaino.

En forma claramente concordante y a veces transicional culmina este episodio extensional de la Megasecuencia I, con niveles de calizas algáceas, tobas calcáreas, pelitas con algunos restos vegetales y estherias, arenas y conglomerados, con intercalaciones de coladas basálticas, que se habían incluido anteriormente en el miembro volcánico la parte inferior de la Formación Cañadón Asfalto (*sensu* Nullo, 1983) (figuras 11 y 12).

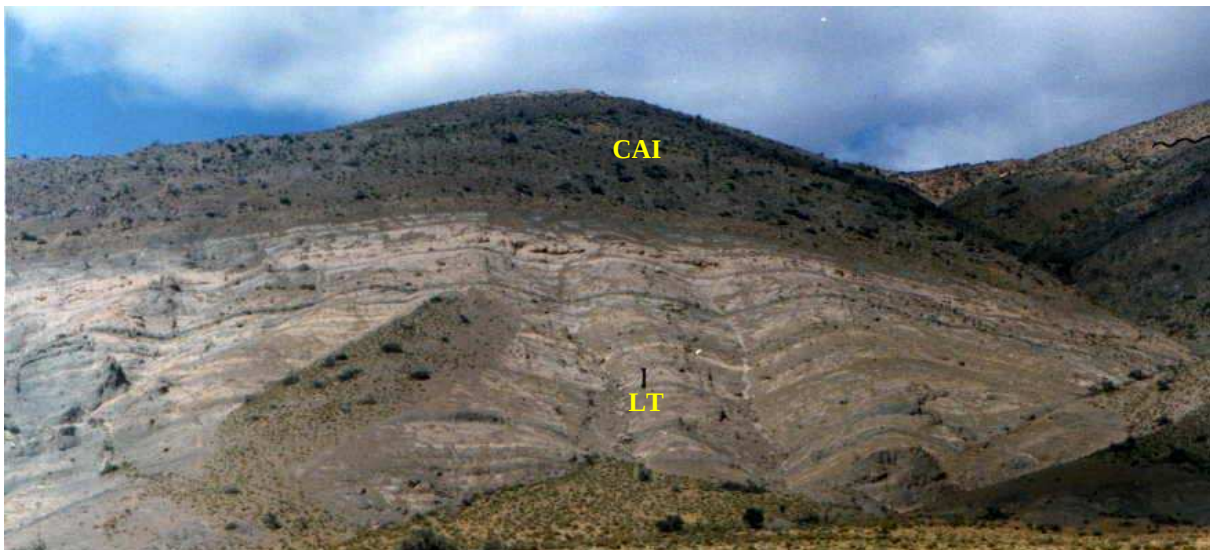


Figura 11. Megasecuencia I. Contacto concordante entre los aglomerados del Grupo Lonco Trapial (LT) y las coladas basáticas de la Formación Cañadón Asfalto inferior (CAI) en el Valle Medio del río Chubut.

Figura 12. Megasecuencia I. Intercalaciones de pelitas bituminosas y las coladas basálticas de la Formación Cañadón Asfalto inferior, en el Cañadón Asfalto.

Esta sección aparece bien representada en los perfiles de Cañadón Asfalto - Cañadón Sauzal (1.200 m), Cerro Cóndor - Cañadón del Basalto (900 m), en la zona del Valle Medio (Homovc *et al* ., 1991), y de Puesto Torres (700 m), Estancia Santana (480 m), Estancia Fossatti (200 m), El Serrucho (200 m), y con dudas en Puesto Cumil (197 m) y Loma Alta (190 m) en la zona de Gastre y Gan Gan (Figari *et al.*, 1994), (figura 13).

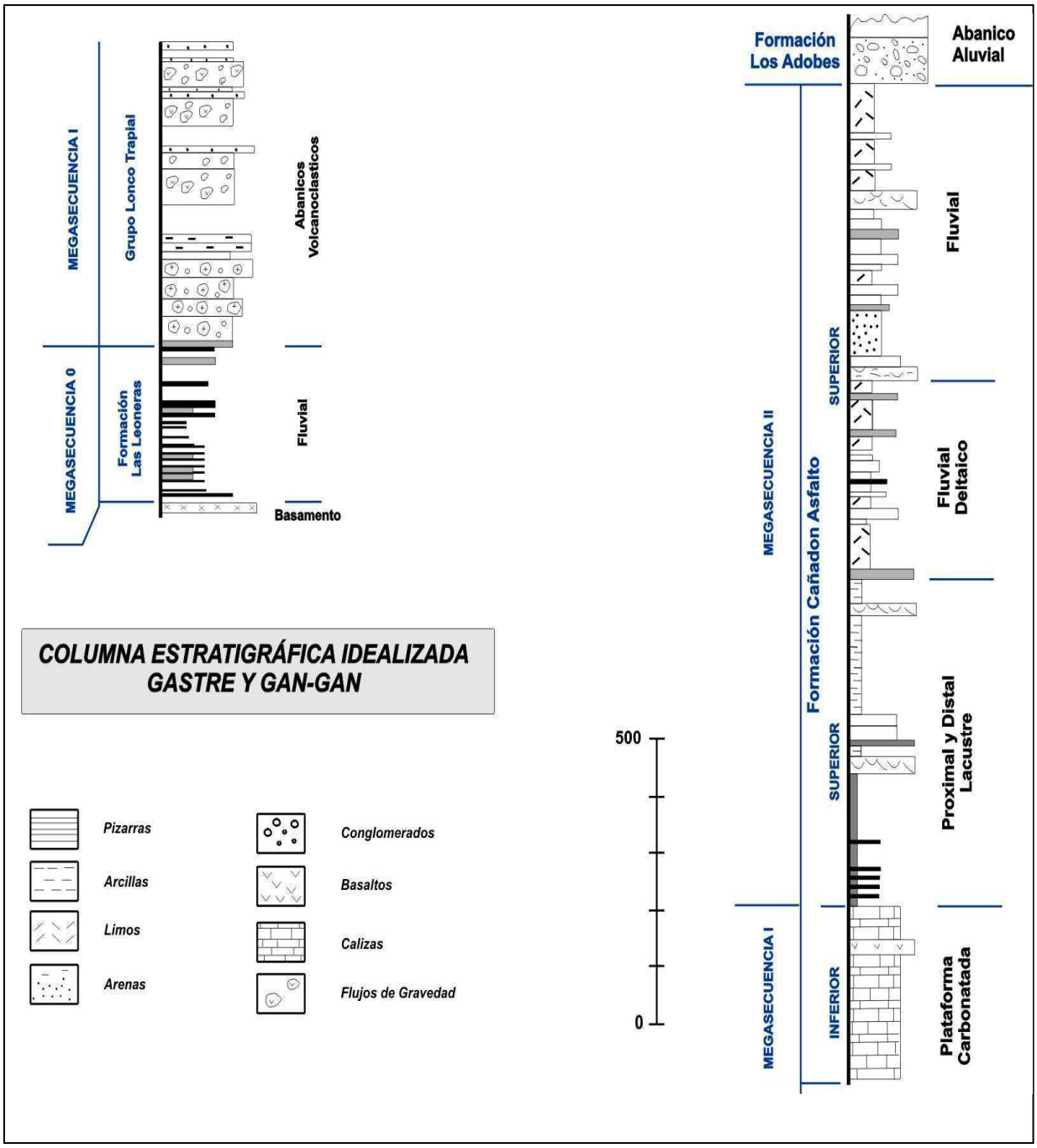


Figura 13. Columna integrada e idealizada en el sector norte de la cuenca de Cañadón Asfalto.

Estos niveles calcáreos se presentan en general como secuencias de somerización de 2 a

10 m de espesor que definen ciclos con arreglos variables pero que a gran escala puede interpretarse como una plataforma carbonática lacustre (figura 14) que ha sufrido fuertes variaciones de nivel de base con períodos de exposición subaérea, desarrollo de prismas de nivel bajo con fuerte aporte terrígeno, y otros de nivel alto con crecimientos biohermales y depósitos de decantación. La relación genética con los depósitos volcaniclásticos antes nombrados está claramente manifiesta en la interdigitación que existe con los mismos en los alrededores de Estancia Fossatti, siendo muy particular la alternancia de flujos gravitacionales y sedimentación calcárea. Para su mapeo se diferenció la parte basal de la misma, donde la depositación calcárea está supeditada a las efusiones volcánicas que ahogaban los procesos sedimentarios de la parte superior, donde se desarrolló una plataforma carbonática sobre el relieve volcánico anterior. Se denominaron estas unidades fotogeológicas Formación Cañadón Asfalto, miembro inferior basáltico y miembro superior calcáreo. La edad de la sección volcaniclástica, que anteriormente había sido descripta como Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio, 1975) se la consideró bajociana-bathoniana por correlación regional, similitud litológica, posición en la secuencia y continuidad física con el Grupo Lonco Trapial. A su vez, la sección calcárea se la consideró calloviana? (Tasch y Volkheimer, 1970), por correlación con la sección inferior de la Formación Cañadón Asfalto (Figari y Courtade 1993). De este modo, existe en la cuenca de Cañadón Asfalto un sólo ciclo volcaniclástico jurásico que infrayace o interdigita con esta unidad y no que la sobreyace.

Figura 14. Plataforma lacustre carbonática del tope de la Megasecuencia I. Perfil de El Quemado.

c) Megasecuencia II

Los depósitos asignados a la **Megasecuencia II** se encuentran en suave discordancia angular sobre los niveles anteriores, han sido incluídos anteriormente en la sección superior de la Formación Cañadón Asfalto (miembro sedimentario, *sensu* Nullo, 1983); parcialmente en la Formación Cañadón Calcáreo (Proserpio, 1987) y en los "Estratos de Almada" (Musacchio *et al.*, 1986). En su composición participan pelitas várvicas, carbonosas y calizas con abundantes restos de estherias, y conspicua ciclicidad que se presentan en parasecuencias somerizantes de 5 a 20 m de espesor, con litofacies de ambientes lacustres profundos y costeros. En la base se intercalan flujos de detritos (CSNB) y culmina con niveles lajosos con restos de peces (*Luisiella inexcutata* Bochino), ostrácodos (*Bisulcocypris barrancalensis* Mussachio) (CST), conchóstracos, palinomorfos y restos de saurópodos. Sobre los mismos progradan depósitos arenosos fluviodeltaicos (CSP). Posee una gran continuidad areal y una actitud claramente traslapante sobre los depósitos anteriores. Las secciones más representativas de estos niveles se han descrito en El Quemado (1.400 m), La Manea (250 m) y Santa Máxima (500 m) (figuras 15 y 16 a, b) para la zona del Valle Medio del río Chubut. Estos niveles han sido considerados históricamente como jurásicos (Oxfordiano-Calloviano hasta Kimmeridgiano).

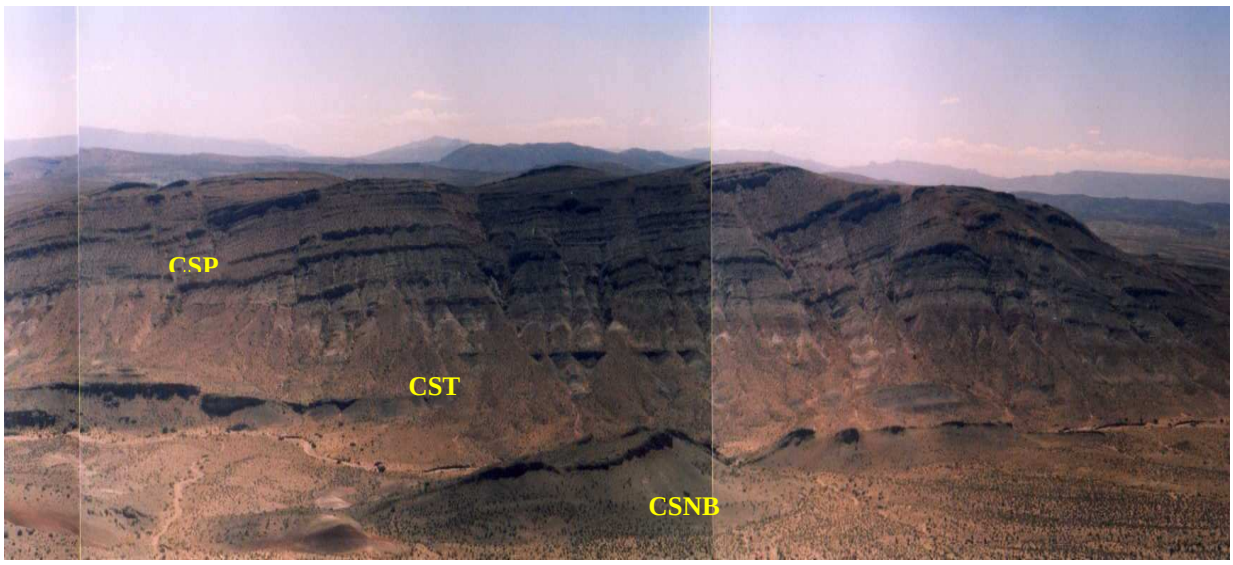
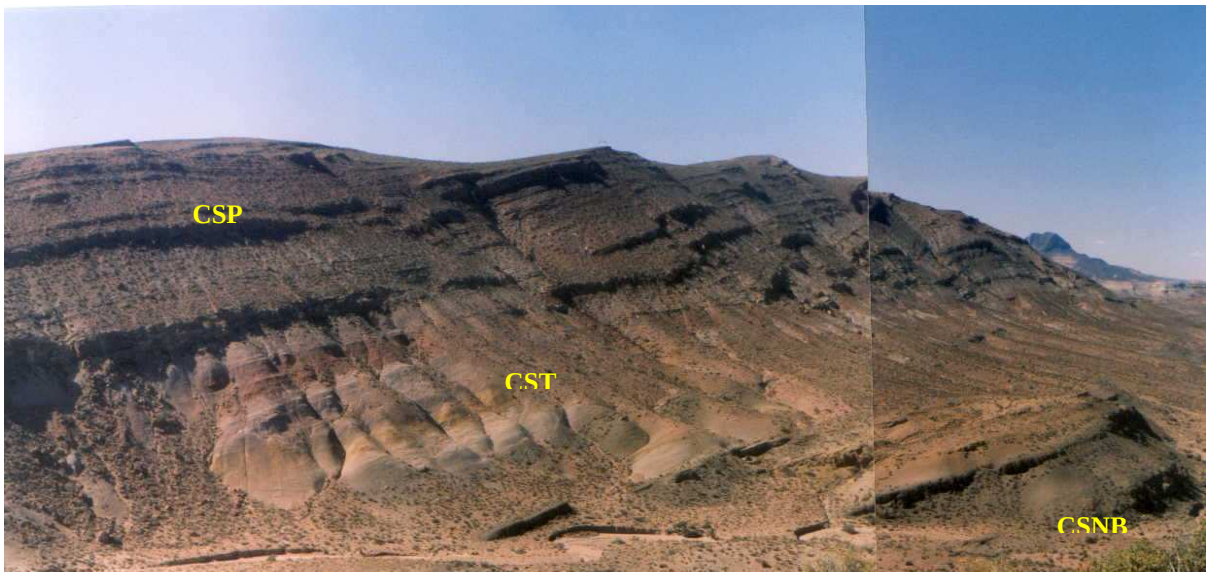
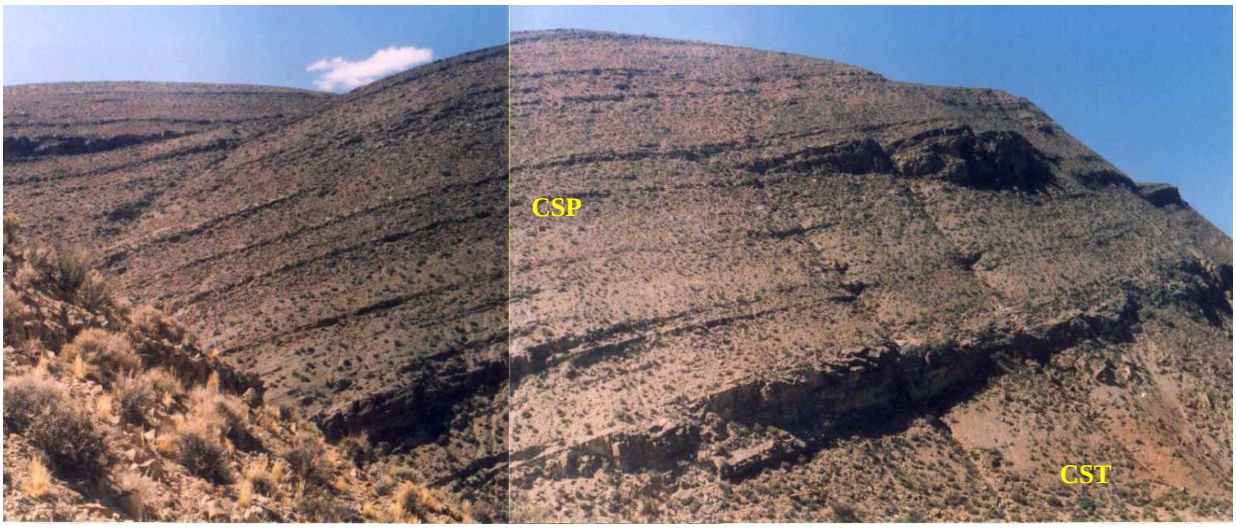


Figura 15. Megasecuencia II. Vista sur-norte de los afloramientos en el Perfil Puesto El Quemado. Nótese el contacto entre los cortejos sedimentarios de nivel bajo (CSNB), transgresivo (CST) y progradante (CSP).





Figuras 16 a y b. Vistas oeste-este de los afloramientos en el perfil Puesto El Quemado. Detalle de los cortejos sedimentarios de nivel bajo (CSNB), transgresivo (CST) y progradante (CSP) de la Megasecuencia II.

Viña y Seiler (1992) les asignan a estos niveles una edad jurásica tardía (Portlandiano?). Masiuk (1991) reconsidera toda la bioestratigrafía de la zona junto a nuevos hallazgos fósiles, y concluye que deben ser incluidos dentro del ciclo sedimentario iniciado en el Berriasiano que se extendió hasta el Valanginiano - Hauteriviano inclusive, y que es conocido en la cuenca del Golfo de San Jorge como "Neocomiano". Datos inéditos de Gema (1995) obtenidos de *cuttings* de algunos sondeos han permitido reconocer a partir de palinomorfos y microfósiles calcáreos una

edad que iría del Valanginiano tardío al Hauteriviano para la sección arenosa y una edad berriasiana-hauteriviana para la sección pelítica. Mas allá de la exacta datación de la unidad, y basándonos en sus relaciones estratigráficas, la misma **debe separarse de la sección infrayacente**, descripta aquí como miembro inferior de la Formación Cañadón Asfalto, existiendo además una parcial analogía en los rasgos tectónicos, configuración de los depocentros, arreglos "**neocomianos**" del oeste del Chubut, o con los hemigrábenes del margen sudeste de la cuenca Neuquina aunque puede ser parcialmente diacrónicas con las mismas (en Homovc *et al.*, 1991; Figari *et al*., 1996). Un esquema de la configuración de los mismos a partir de la correlación de tres perfiles en el bajo de Gorro Frigio, se observa en la figura 17.

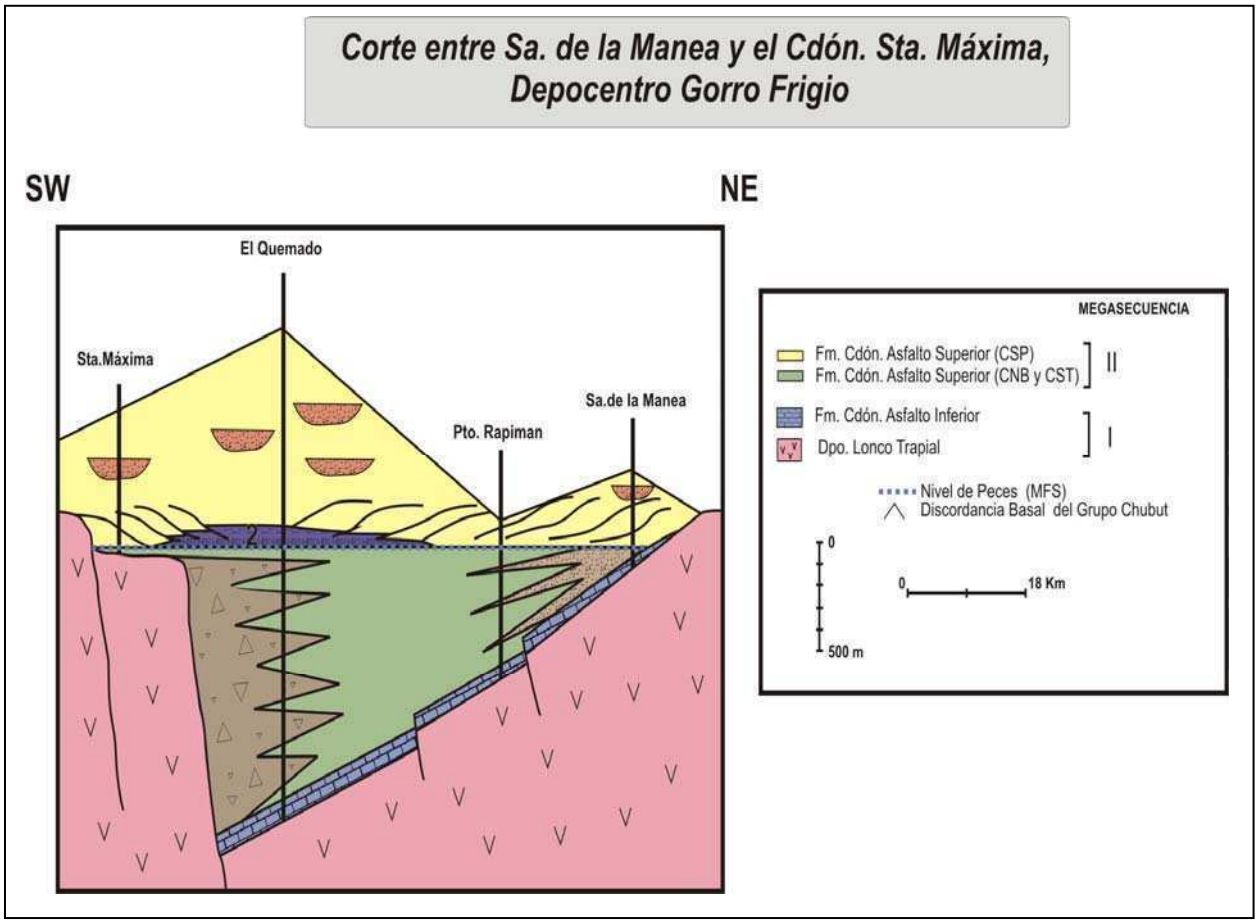


Figura 17. Megasecuencia II. Corte esquemático de correlación en el depocentro de Gorro Frigio. Nótese en el corte la clara asimetría del depocentro y las fuertes variaciones de facies que se observan en cortas distancias (basado en Figari y Courtade, 1993).

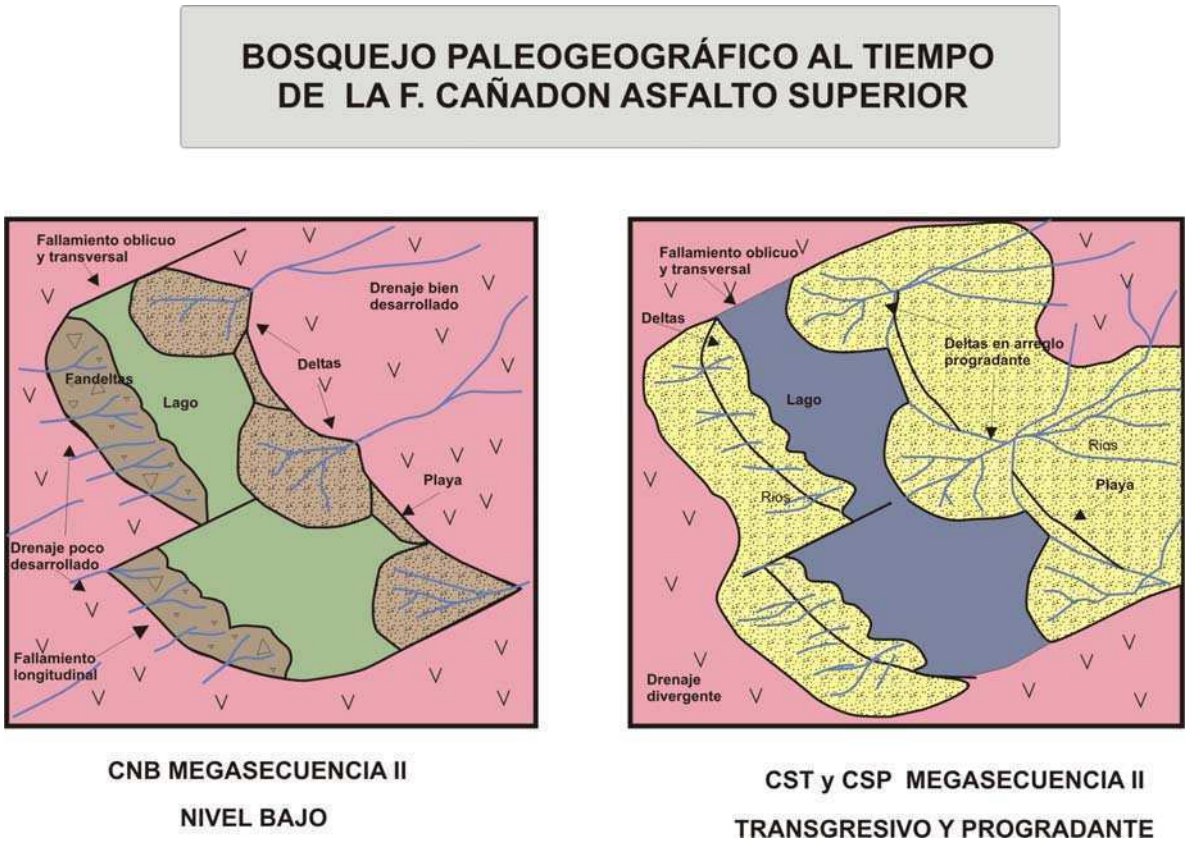


Figura 18. Megasecuencia II. Bosquejo paleoambiental en el depocentro de Gorro Frigio. Nótese la diferencia entre el cortejo de nivel bajo (CNB) con abundantes flujos de detritos que provienen del borde activo y el cortejo de nivel alto (CST) con la máxima inundación (nivel guía con peces) antes del inicio de la progradación (CSP) de las arenas fluviodeltaicas superiores (basado en Figari y Courtade, 1993).

Hay que enfatizar que el área de distribución de esta megasecuencia **es mucho mayor** que la conocida hasta el momento, ya que anteriormente varios afloramientos habían sido asignados a otras unidades. Se destacan dos de ellos por su extensión e importancia. Uno, al sudeste de Paso de Indios sobre el Bloque La Rueda (Cortes, 1990), antes descripto como chubutiano, que posee niveles con *Bysulcocypris barrancalensis* Musacchio y se encuentra por debajo de la discordancia angular de la base del Grupo Chubut. El otro conjunto de afloramientos, se extiende al sudoeste de Gastre, en el Bloque El Portezuelo, y la continuación hacia el noroeste de la Sierra de Taquetrén. Aparecen allí bien representadas las dos secciones pelítica y arenosa de esta megasecuencia. Para la sección pelítica los mejores afloramientos se encuentran en las cercanías de Estancia Fossatti - Cerro Bandera (200 m), El Serrucho (450 m), Yanquetruz (600 m) y El Portezuelo (90 m). Esta sección ha resultado especialmente fértil en microfósiles calcáreos y palinomorfos en los perfiles Cerro Bayo Chico, Yanquetruz y El Serrucho, asignándola Musacchio y Vallatti (1993) al Jurásico Medio y Seiler (en Viña y Seiler, 1992) al Jurásico Superior. Sobre los

mismos aparece una sección arenosa fluviodeltaica, con depósitos de barras y canales y una mayor participación piroclástica. La relación con la sección basal es de concordancia o paraconcordancia, constituyendo o bien una progradación (CSP), sobre los depósitos lacustres inferiores (CST) en un estadío de nivel de base alto o el registro de un estadio de drenaje integrado en la fase póstuma del rift (Prosser, 1993) (figura 18). En este último caso, existiría una discontinuidad de mayor importancia que podría correlacionarse regionalmente y entonces esta unidad podría considerarse una **secuencia independiente** y no un cortejo sedimentario.

En cualquier caso es importante destacar que algunos de estos niveles, que han sido considerados históricamente como pertenecientes a la Formación Angostura Colorada, equivalente al Grupo Chubut (Volkheimer, 1973), y que se encuentran aflorando en Estancia Fossatti - Cerro Bandera (225 m) (adjunto 8), El Serrucho (125 m), Yanquetruz (400 m) y el Portezuelo (150 m) deben ser asignados en realidad a esta unidad (Figari *et al*., 1994). Si bien esta sección ha resultado estéril salvo algunos restos de plantas y conchostracos indeterminables, es claramente distinguible fotogeológicamente, y lo que es más importante, se encuentran en los alrededores de Estancia Fossatti claramente por debajo de la discordancia angular de la base de la Formación Los Adobes mostrando la imposibilidad de correlación con esta unidad (figura19).

Figura 19. Discordancia angular ente las Megasecuencias II y III.

d) Megasecuencia III

Dentro de la **Megasecuencia III** se han asignado los niveles equivalentes al Grupo Chubut *sensu lato* (Lesta, 1968). Las unidades aquí incluidas han recibido distintos nombres formales según el área que se considere, creándose así un verdadero problema para la identificación de los mismos. En este trabajo se adopta la nomenclatura de Codignotto *et al*. (1978), con las Formaciones Los Adobes y Cerro Barcino, observándose en la figura 20 un cuadro aclaratorio de la misma, por entender que es la que resulta de mayor practicidad para el mapeo.

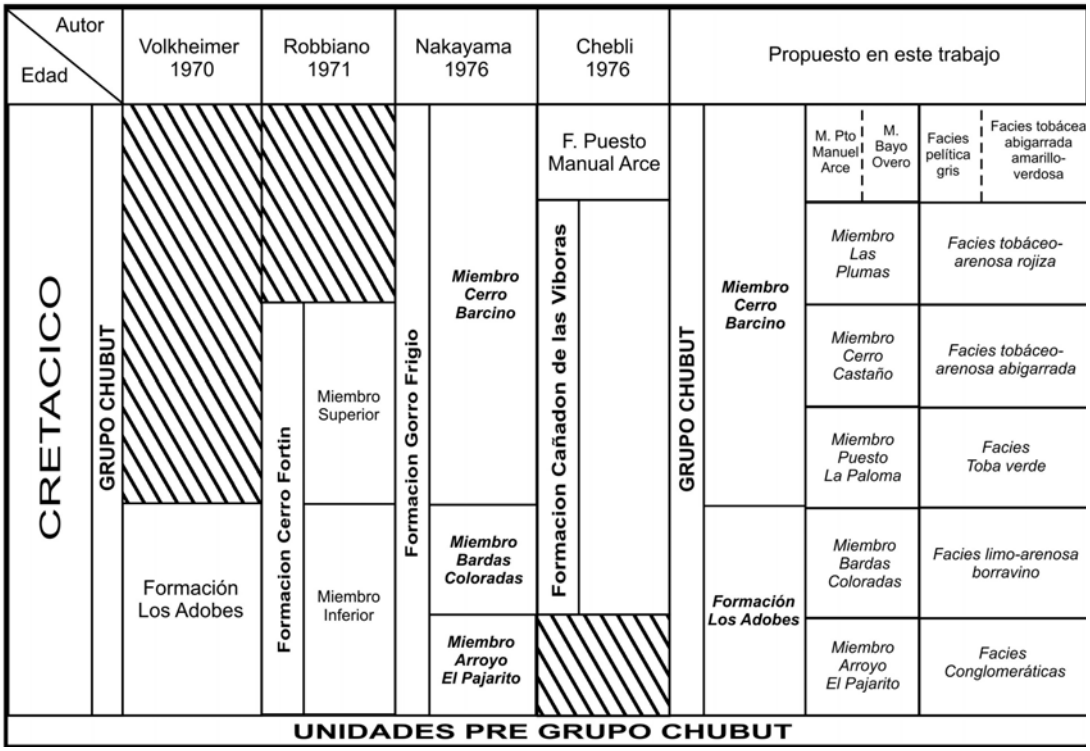


Figura 20. Cuadro comparativo de nomenclatura del Grupo Chubut (basado en la propuesta de Codignotto, 1978).

A la primera unidad (Formación Los Adobes) se la refiere a una etapa de reactivación tectónica, con un movimiento y rotación de bloques asociado, según la propuesta de Somoza (1994) y Geuna *et al.* (1999 a y b, que generó el espacio disponible para la depositación de la misma. Como registro de tales movimientos quedan representados la espectacular discordancia angular de la base de esta unidad (figuras 21 y 22) y los bruscos cambios de espesores y facies que posee (figuras 23 y 24; Figari y García, 1992).

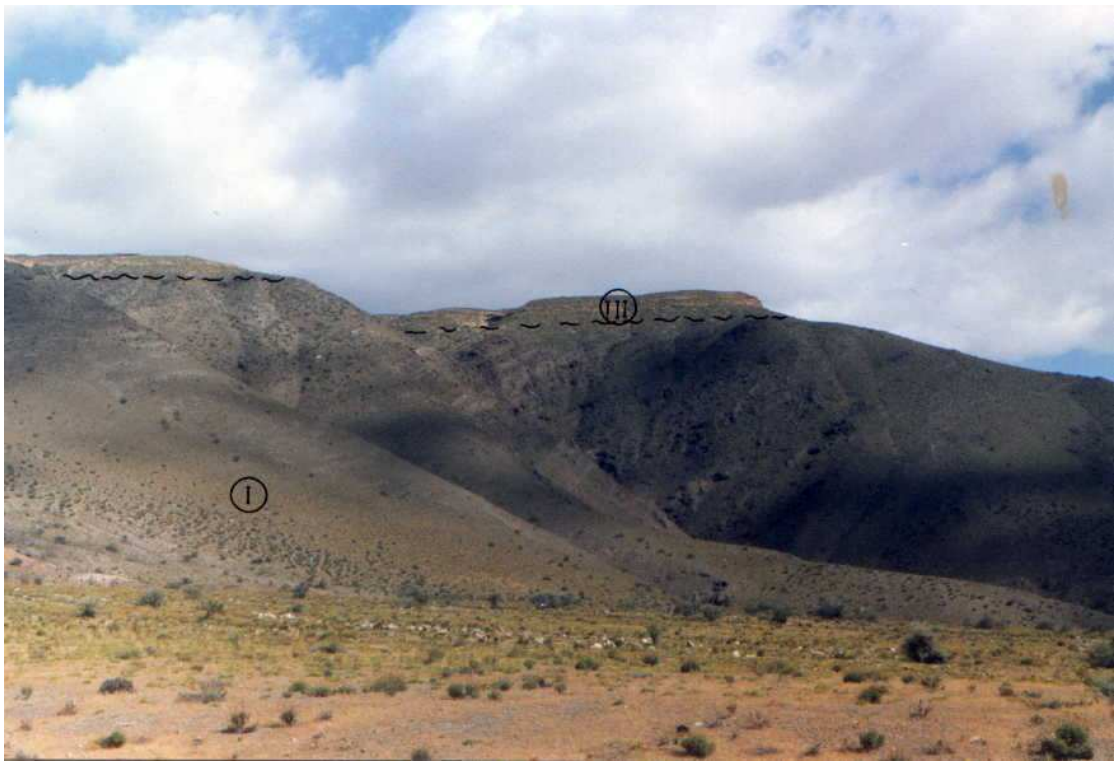


Figura 21. Discordancia angular entre las Megasecuencias I y III en el valle medio del río Chubut.

Figura 22. Discordancia angular entre las Megasecuencias I y III en la sierra de Los Pichiñanes.

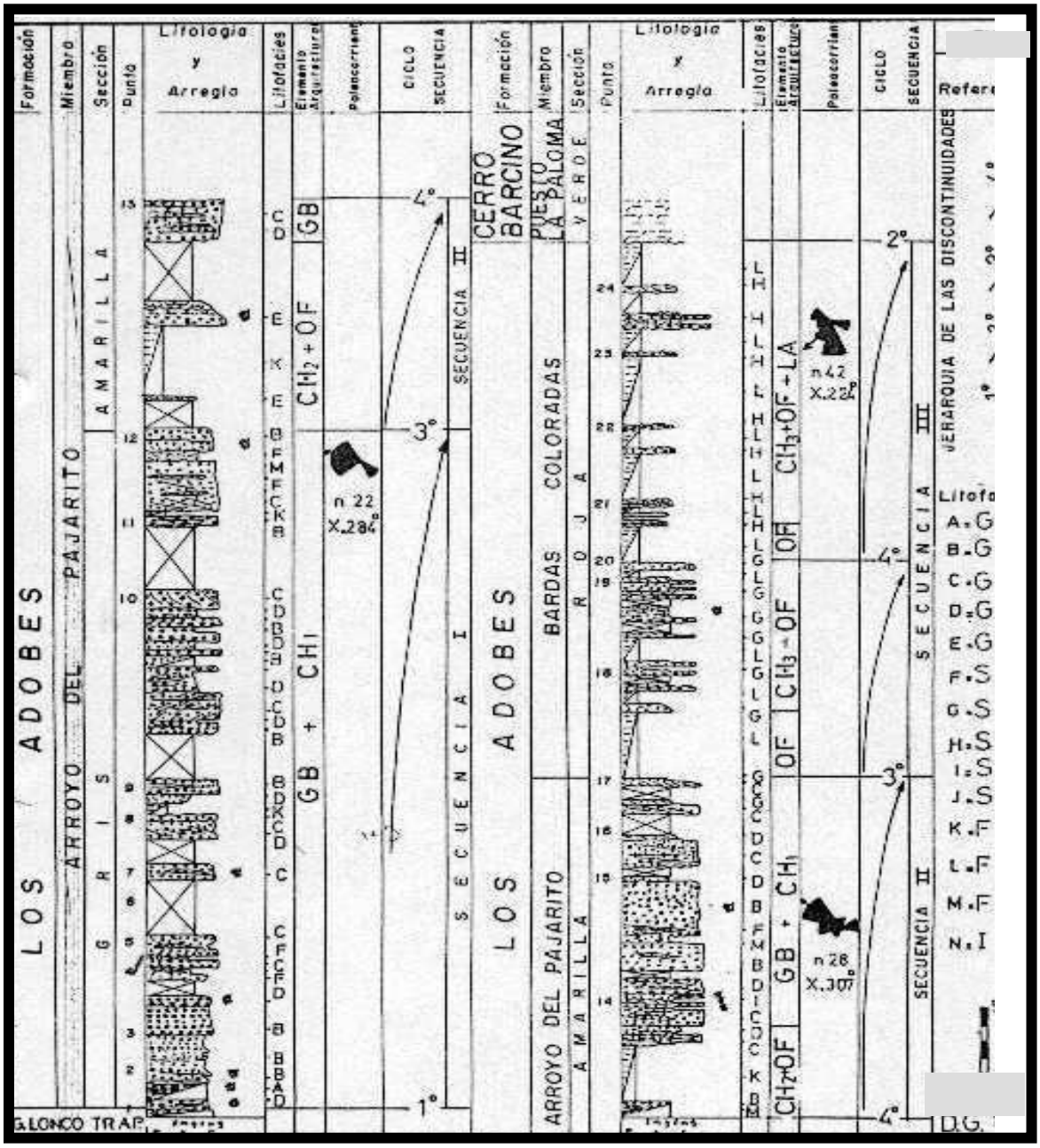


Figura 23. Columna estratigráfica y análisis de facies de la Formación Los Adobes (basado en Figari y García, 1992).

Figura 24. Base de la Formación Los Adobes (Megasecuencia III) en el cerro Fortín. Nótese los gruesos depósitos clásticos (Miembro Arroyo El Pajarito de la Formación Cerro Fortín), constituidos por barras gravosas fluviales longitudinales entre las que intercalan cuñas arenosas de escala decamétrica.

La segunda unidad (Formación Cerro Barcino) se interpreta que ha sido depositada en una etapa de subsidencia térmica, aunque aún es posible distinguir la influencia de la subsidencia diferencial en las zonas cercanas a los antiguos depocentros. En un corte estratigráfico oeste-este (figura 25) a la altura del bajo geomorfológico de Paso de Indios, se esquematiza esta variación de espesor desde la zona del río Chubut, hasta la zona de El Pajarito. En la base de la misma el Miembro Puesto La Paloma representa el primer aporte piroclástico de este ciclo, constituyendo un nivel guía fotogeológico (figura 26), extendiéndose desde Toro Hosco al sur hasta Estancia Fossatti al norte, y pareciéndose correlacionar con la base de la Formación Castillo en la vecina cuenca del Golfo. Algunos hallazgos de ostrácodos en zonas aledañas (Musacchio y Vallati, 1993) permitieron asignar una edad neocomiana alta? para los niveles más bajos de la Formación Los Adobes, mientras que Gema (1995) con datos obtenidos con *cutting* de sondeos asigna los mismos niveles al Barremiano. Por otro lado la Formación Cerro Barcino se considera depositada desde el Aptiano hasta el Cretácico Superior.

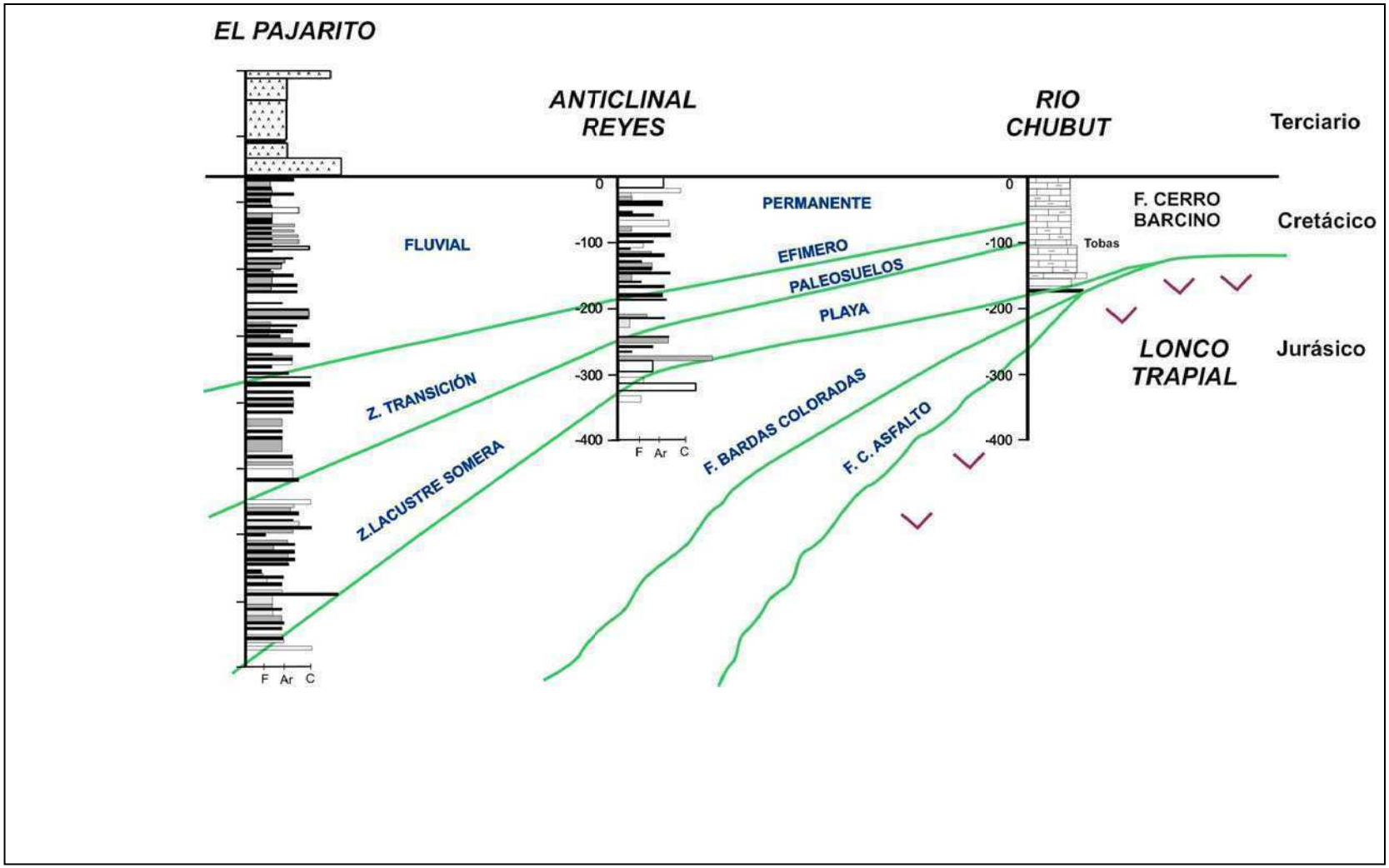


Figura 25. Corte oeste-este de la Formación Los Adobes de la Megasecuencia III en el bajo geomorfológico de Paso de Indios. Nótese el mayor espesor al oeste

Por último deben considerarse también las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Lesta y Ferello, 1972) que incluyen niveles litorales, posiblemente mareales estuarinos y marinos más profundos con una edad campaniana-daniana? y niveles del "Salamanquense" (Feruglio, 1949), que con distintos nombres formacionales han sido identificados en el área.

Con menor detalle han sido mapeados además Terciario sedimentario indiferenciado, niveles basálticos y derrubio, niveles aterrazados cuaternarios y cubierta aluvional moderna.

Figura 26. Contacto entre la Formación Los Adobes (Miembro Bardas Coloradas) y los niveles piroclásticos de la Formación Cerro Barcino (Miembro Puesto La Paloma) (todo dentro de la Megasecuencia III) en la zona del Cerro Fortín.

III. DISTRIBUCIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

Como ya se discutió anteriormente, el mapeo sistemático de las unidades ha permitido reconocer, diferenciar y extender el ámbito conocido hasta este momento como área de distribución geográfico de la Formación Cañadón Asfalto *sensu lato* y equivalentes.

Para la **Megasecuencia I**, se puede decir que respeta en gran medida los límites conocidos previos a este trabajo, con la especial salvedad de aquellos considerados dentro de la Formación Taquetrén término que se propone eliminar en este trabajo e incorporar los mismos dentro de esta unidad.

Los niveles de la **Megasecuencia II** son los que han generado mayores problemas de mapeo, ya que anteriormente varios afloramientos habían sido asignados a diferentes unidades. Se destacan dos de ellos por su extensión e importancia. Uno, al sudeste de Paso de Indios sobre el Bloque La Rueda, antes descrito como Chubutiano (Chebli, 1972-1973), que posee niveles con *Bysulcocypris barrancalensis* Musachio y se encuentra por debajo de la discordancia angular de la base del Chubutiano, suave en la zona del Cerro Mirador o Puesto Silva, pero notoria sobre la ruta nacional 25 cerca de la Estancia Perdomo. Este afloramiento ya había sido incluido en los mapeos de la C.N.E.A. (inéditos), como perteneciente a la Formación Cañadón Asfalto. En este trabajo se lo asigna al sistema progradante de la parte superior de esta megasecuencia. El otro conjunto de afloramientos, se extiende al sudoeste de Gastre, en el borde del Bloque El Portezuelo, y la continuación hacia el noroeste de la sierra de Taquetrén hasta el bajo de Gan Gan y ya ha sido descrito en detalle.

De esta forma, la zona de afloramientos por ahora conocida para la **Megasecuencia II**, se dispone en una faja elongada irregular de rumbo noroeste, desde los alrededores de Gastre hasta el sur de Paso de Indios, por más de 300 km, con un ancho de aproximadamente 100 kilómetros. Sin embargo, estos límites son algo iniciertos, ya que hacia el este han sido descritos afloramientos en las localidades de Bajada Moreno y Bajada del Diablo por Franchi (1989). De la misma manera, la asignación de estos niveles al “Neocomiano”, permite correlacionarlos con la Formación Puesto Albornoz (en Homovc *et al.*, 1991).

Un cuadro cronoestratigráfico comparativo con la nomenclatura estratigráfica utilizada en los principales trabajos realizados en la zona pueden verse en la figura 26.

Sólo la continuación de los estudios, tanto de superficie como de subsuelo, ha de permitir un verdadero conocimiento de la extensión de la cuenca, así como de su relación con cuencas aledañas.

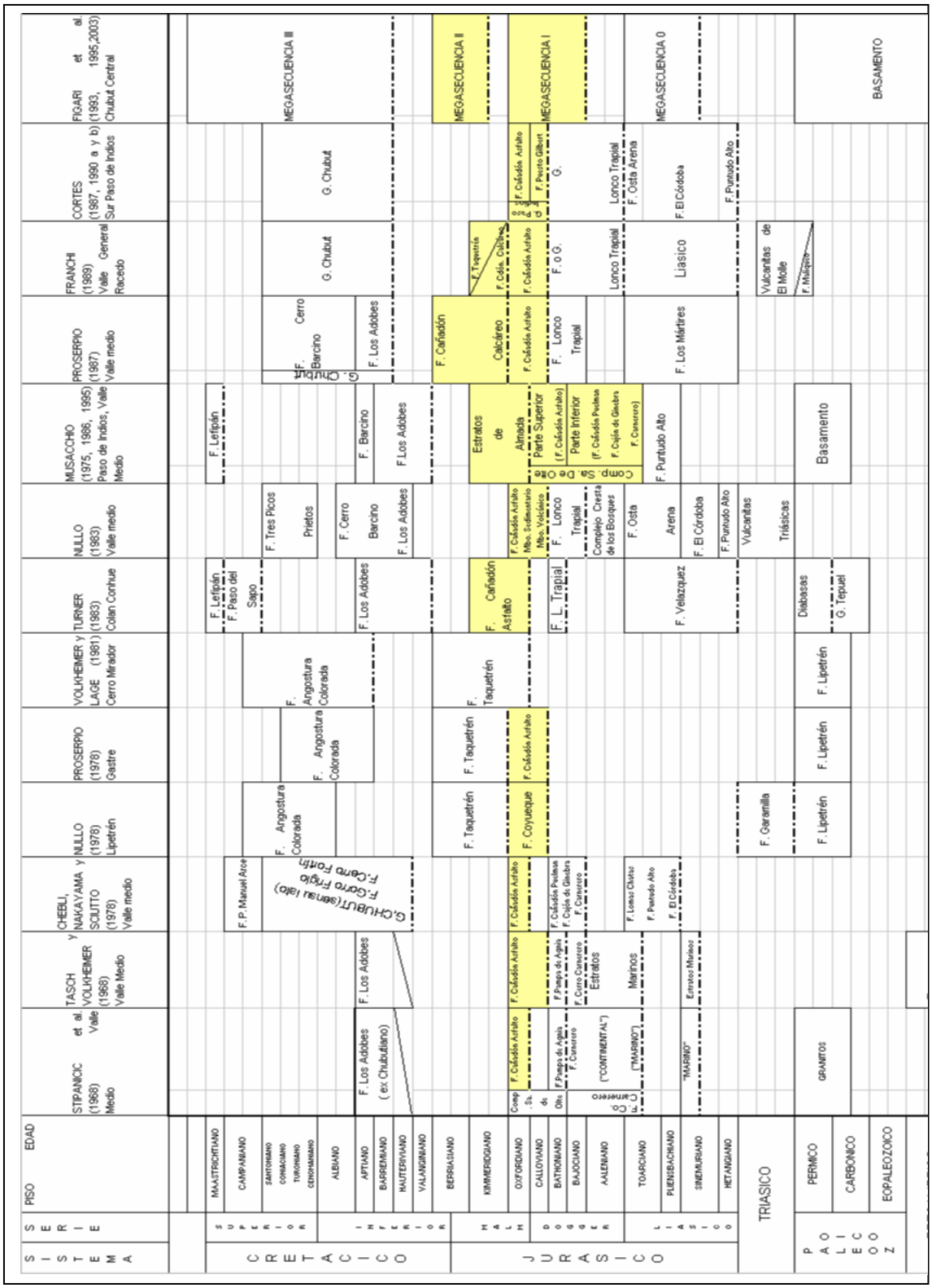


Figura 27. Cuadro cronoestratigráfico comparativo.

CAPÍTULO 3

ESTRUCTURA

I. MARCO TECTÓNICO

La cuenca de Cañadón Asfalto (Homovc *et al.*, 1991), se ubica en su mayor parte en la porción suroccidental del complejo ígneo-metamórfico conocido como Macizo Nordpatagónico (figura 28) o de Somuncurá o también llamada Comarca Nordpatagónica según Stipanicic y Methol (1980). Esta limita al sur con el Chubut extraandino (Lesta *et al.*, 1980), y al noroeste con la cuenca de Ñirihuau, (Cazau, 1989). En su trabajo sobre el basamento cristalino en la región de Río Chico, Dalla Salda *et al.* (1994) lo definen a éste con el nombre de Complejo Río Chico, incluyendo en él a las Metamorfitas Cushamen y los Granitoides Mamil Choique. Este complejo de edad variable desde Ordovícico (*circa* 470 Ma), Devónico Tardío (*circa* 380 Ma), hasta Permo-Triásico se encuentra fragmentado en bloques de variable disposición y tamaño. Más al sur se hallan la cuenca del Golfo de San Jorge, separada por el Alto de Toro Hosco, donde aflora el complejo y al suroeste un conjunto de cuencas neocomianas de Puesto Albornoz, Río Sengerr y Río Mayo. Hacia el Norte por el contrario se extendería más allá del Bajo de Gan Gan por debajo de la cobertura basáltica terciaria de Somuncurá hasta los afloramientos basamentales de la Dorsal Neuquina, en la denominada cuenca de Somuncurá – Cañadón Asfalto, así descripta por Cortiñas (1995).

En este trabajo se concentrará exclusivamente la atención sobre el sector suroccidental por ser el lugar donde afloran todas las megasecuencias descriptas y se observan los elementos estructurales que se utilizaron para definir la cuenca.

Por la actividad tectónica que presenta esta zona y por la alteración de su estilo original podemos considerar a la misma como localizada en un ámbito de antepaís fragmentado (Dickinson, 1976) o antepaís (Brown, 1984), es decir una zona limitada por un cratón indeformado o poco deformado correspondiente al Macizo Nordpatagónico, y una faja plegada y corrida que abarca las Sierras de San Bernardo, Nevada, Ferraroti, Tepuel, Mogote y Maitén. Estas presentan una clara variación de estilos durante su historia tectónica, algunos de ellos conservándolos parcialmente u obliterándolos totalmente. Esta faja plegada sin embargo es atípica, y más que un cinturón de cobertura plegada y fallada con superficies de despegue, presenta al basamento involucrado y reactivado, mediante el control que ejercen los lineamientos regionales de dirección noroeste. La disposición *en echelon* de la mayoría de los pliegues estaría indicando un desplazamiento lateral

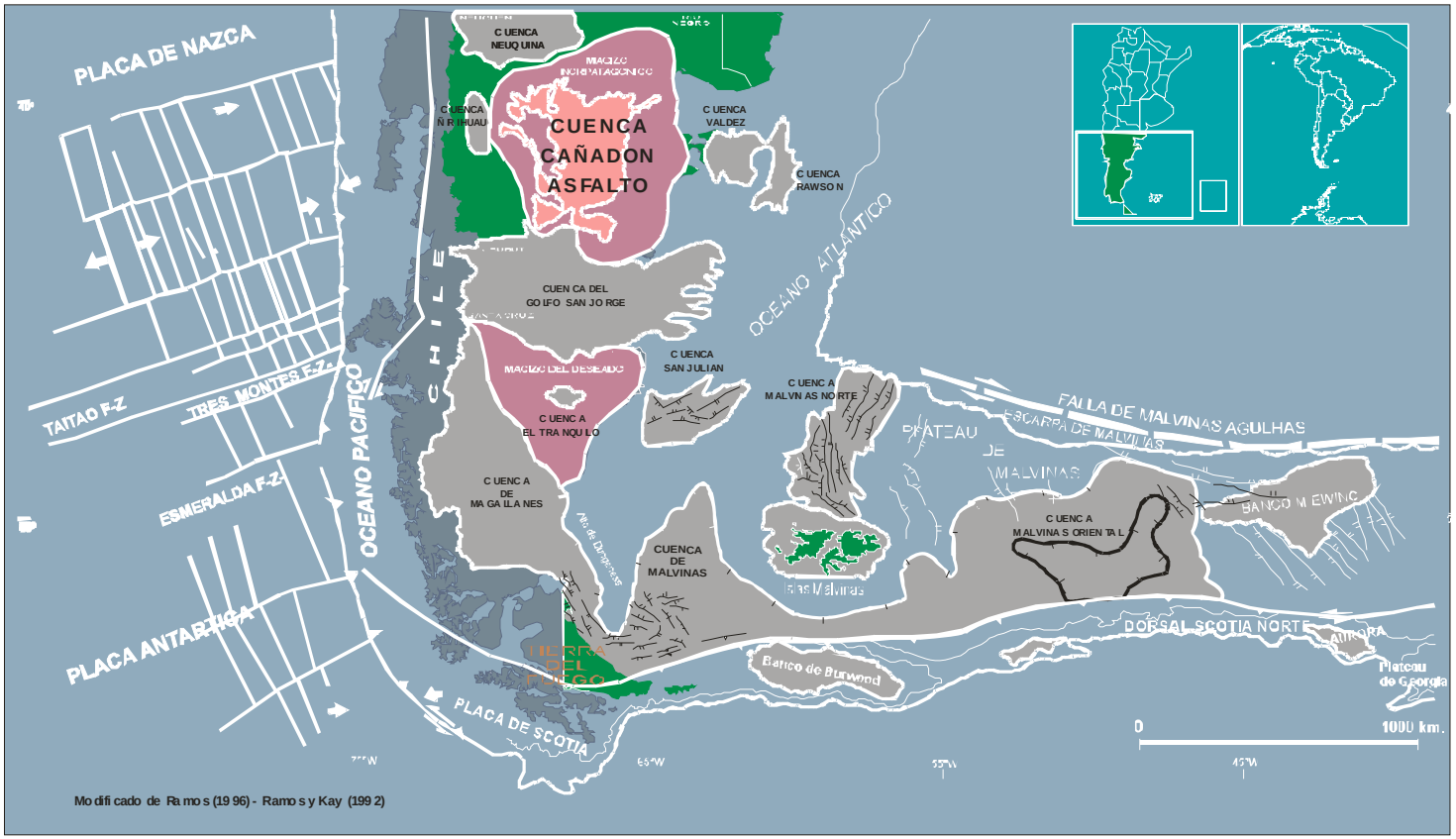


Figura 28: Ubicación geotectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (modificado de Ramos y Kay, 1992; Ramos, 1996).

asociado. Las fallas epidérmicas de despegue se presentan en las zonas de mayor espesor sedimentario; sin embargo, la mayoría de los pliegues tienen control del basamento presentando componentes compresivos sobre fallas originalmente extensionales. Por esto podría considerarse en realidad la existencia de una faja de inversión tectónica cuyo origen puede haber sido o bien esfuerzos compresivos del oeste actuando sobre las antiguas fallas, o bien una mecánica de deformación de tipo transcurrente de sentido levógiro cuyo componente compresivo asociado origina las estructuras de superficie nombradas (Stach, 1986).

De esta manera se define así una disminución del grado de deformación de sudoeste a nordeste, aunque no en forma lineal, ya que la misma parece tener expresión máxima en determinadas zonas elongadas que coincidirían con algunos de estos lineamientos activos. Debe destacarse también la presencia al poniente de zonas de escasa deformación compresiva, como las ya citadas cuencas neocomianas de Senguer y de Río Mayo de orientación este-oeste, o de altos basamentales pasivos como la sierra del Carril, alto ciego que se encuentra al poniente de la sierra de San Bernardo, cuya explicación se discutirá más adelante.

II. ÁMBITO REGIONAL

Varios han sido los estudios que se han enfocado a resolver el problema estructural en esta región. Se destaca entre ellos el de Coira *et al.* (1975) al que se remite para tener una síntesis del conocimiento estructural hasta ese momento del Macizo Nordpatagónico. Proponen estos autores que la evolución tectónica de esta región estuvo condicionada por la existencia de ciertos lineamientos principales de dirección noroeste con ajustes levógiros y dextrógiros imprimiendo una mecánica de cuplas de cizalla simple con esfuerzos extensivos asociados en direcciones conjugadas.

Stach (1986), siguiendo esta misma línea de pensamiento, analiza la estructura de las serranías de San Bernardo que se encuentran fuera del área de estudio, hacia el sudeste, entre Cañadón Grande y el Codo del Senguer y atribuye su génesis a una cupla levógira controlada por los macizos Nordpatagónico y del Deseado (Ramos 1978).

Coira (1979), Nullo (1978) y Proserpio (1978, 1987), definen en los sectores sur y norte de la región un estilo estructural de bloques, diferenciando también lineamientos con desplazamientos de rumbo y otros extensionales siendo de menor frecuencia los puramente compresivos.

Fuera de la zona de estudio, Cazau *et al.* (1989) describieron la cuenca del Ñirihuau cuya sección austral se encuentra adosada al sector nordoccidental del área regional. La definen como una cuenca de retroarco ubicada en el flanco oriental de un arco orogénico andesítico (Dalla Salda *et al.*, 1981), desarrollado en el Oligoceno a lo largo del margen continental sudamericano a unos 300 km al este de la trinchera de Chile, a partir de la alternancia de fenómenos compresivos y no compresivos debidos a cambio en la inclinación y oblicuidad de la convergencia entre la placa subducida con la placa sudamericana.

Scasso (1989) estudiando la cuenca del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la región sudoccidental del Chubut coincide con otros autores en que, para ese tiempo, existió un arco magmático activo de rumbo meridianal según Ramos y Palma (1983). Hacia el este se habrían generado cuencas sedimentarias de retroarco de edad titoneocomianas, controladas por una tectónica de bloques, posiblemente de tipo extensional.

En este trabajo se propone que estos procesos dieron lugar a la formación de depresiones elongadas al noroeste interrumpidas por umbrales transversales. La falta de elementos netamente compresivos en este marco geotectónico global se ha atribuido a las siguientes posibilidades:

- Subducción limitada, en el borde occidental de la Patagonia, estando la génesis de la cuenca controlada por el rifting que acompañó a Gondwana.

- Subducción del tipo Marianas (Uyeda y Kanamori, 1979; Uyeda, 1981), permitiendo la generación de cuencas de retroarco con características extensionales.

- Subducción oblicua con baja partición que originó una cuenca transtensional (*pull-apart*) por extensión secundaria asociada a un sistema de fallas de rumbo noroeste (ej: lineamiento Río Genoa) interrumpidas por umbrales transversales.

Esta opinión coincide parcialmente con la de Clavijo (1986) que definió para la misma área una zona de transcurrencia en la zona de subducción, transmitiendo una serie de esfuerzos transtensivos a la placa continental siguiendo un conjunto de lineamientos de orientación preponderantemente E-O originando una serie de cubetas en la misma dirección, la mayor de las cuales evolucionó hasta formar la primitiva cuenca del Golfo San Jorge.

Estudios recientes han confirmado que toda la zona central y sur de los Andes han tenido durante el Jurásico Tardío- Cretácico Temprano una velocidad de retroceso de la trinchera negativa que generó una extensión generalizada en todas las cuencas de retroarco asociadas (Ramos, 2000). Esta extensión fue controlada dirigida por fallas de basamento de muy bajo ángulo y en algunos casos con despegues subhorizontales.

Con respecto al sustrato de la denominada faja plegada de la Sierra de San Bernardo se considera que se encuentra condicionado por un tren de rifting submeridiano, con un relleno similar pero más espeso y posiblemente más antiguo, que afectó al denominado terreno Patagonia (Uliana y Biddle, 1987; Uliana *et al.*, 1989). Peroni *et al.* (1995) sugieren los mecanismos de *orogenic float* planteados por Ziegler (1989) y Oldow *et al.* (1990) para explicar la transmisión de esos esfuerzos compresivos en una posición de intraplaca tan distante de la zona de subducción. Diversos estudios, entre ellos Homovc *et al.* (1995) y Figari *et al.* (1996), en la misma zona verificaron la existencia de inversión tectónica, manifestada principalmente en la sierra de San Bernardo, cuya extremo septentrional alcanza la parte sur del área de estudio.

Fitzgerald *et al.* (1990) analizaron la evolución de la vecina cuenca del Golfo San Jorge, e interpretaron que la formación de la misma comenzó cuando Sudamérica era aún parte del supercontinente de Gondwana, generándose durante el Triásico y el Jurásico Temprano una serie de grábenes de orientación noroeste en una fase de rift temprano. Durante el Jurásico Medio otro período extensional difícil de separar del anterior culminó con el clímax del episodio volcánico de Lonco Trapial, acomodándose sobre las fallas normales más viejas noroeste y otras más jóvenes con orientación más hacia el oeste. Este episodio culminaría con una fase de rift tardío durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y una de subsidencia por enfriamiento térmico (*sag*) durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano.

Esta migración de una dirección noroeste a una oeste, estuvo controlada por el pasaje de una subducción con extensión subparalela al margen, condicionada por lineamientos o zonas de debilidad previa de rumbo noroeste, y la apertura del mar de Weddell (figura 29), cuyos esfuerzos extensionales se orientaron en sentido norte-sur (Ghidella, 2002).

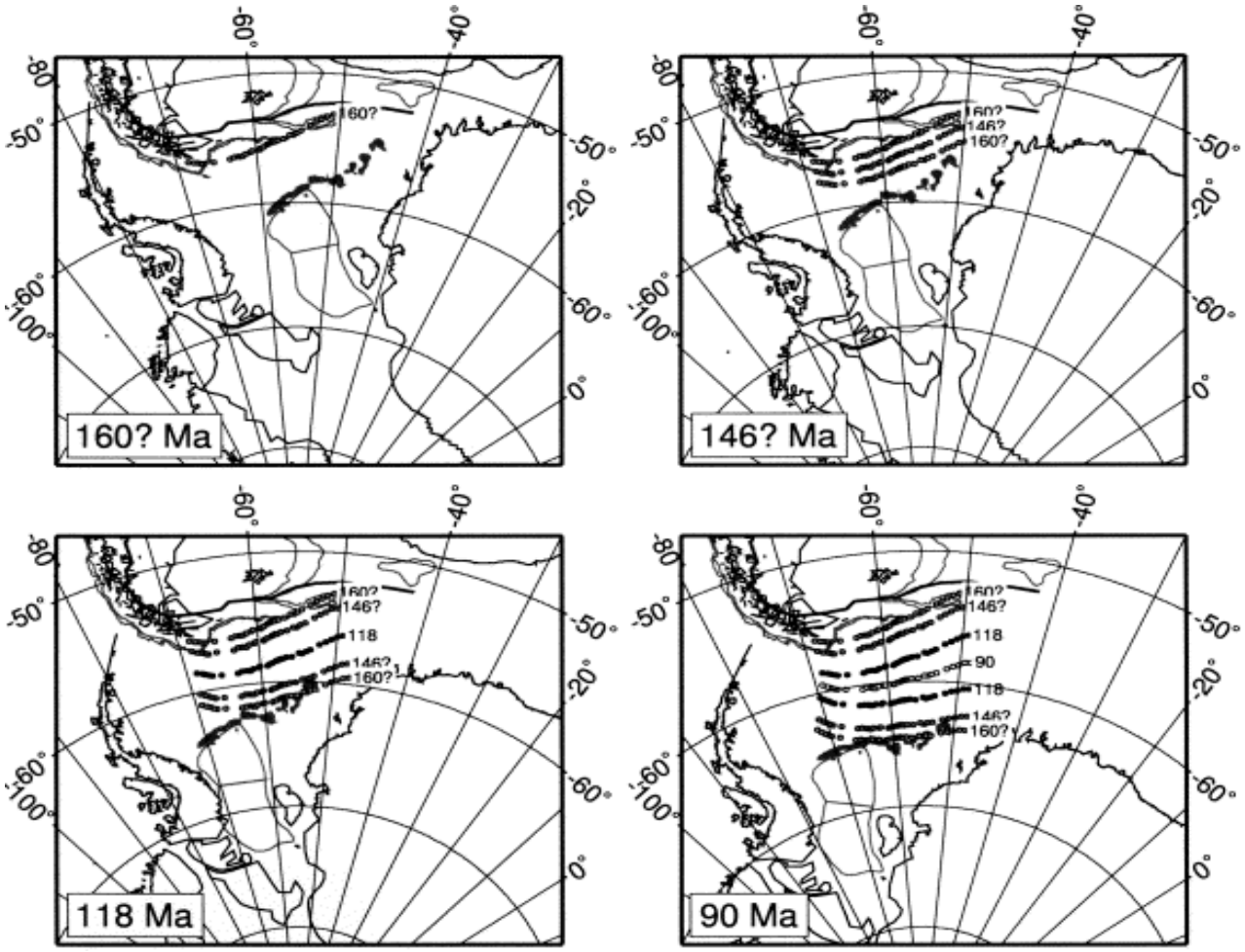


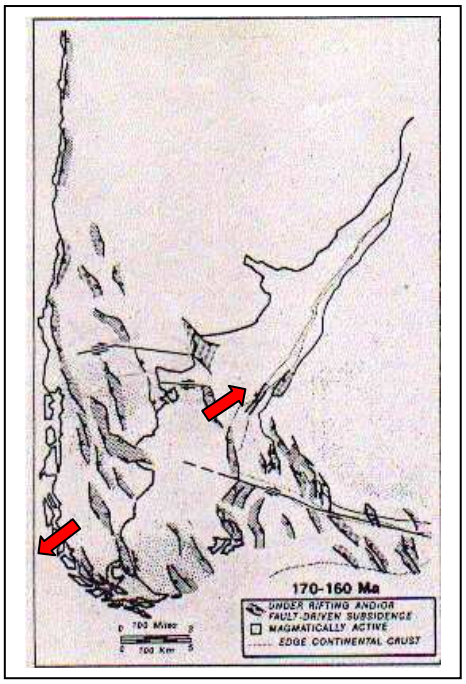
Figura 29: Reconstrucción paleogeográfica del Mar de Wedell desde los160 Ma a 90 Ma. En la misma se observa como esfuerzos extensionales norte –sur produjeron una apertura de dirección este-oeste desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Superior (tomado de Ghidella, 2002).

Por último la compresión ándica del Terciario medio, generó la creación de la faja estructural de la sierra de San Bernardo que exhibe movimientos inversos sobreimpuestos sobre fallas normales, originalmente límites de graben, y localmente sobrecorrimientos de bajo ángulo. Esta faja también es conocida como Bernárdides (Ferello, 1950; Ferello y Scocco, 1951; Ramos, 2002).

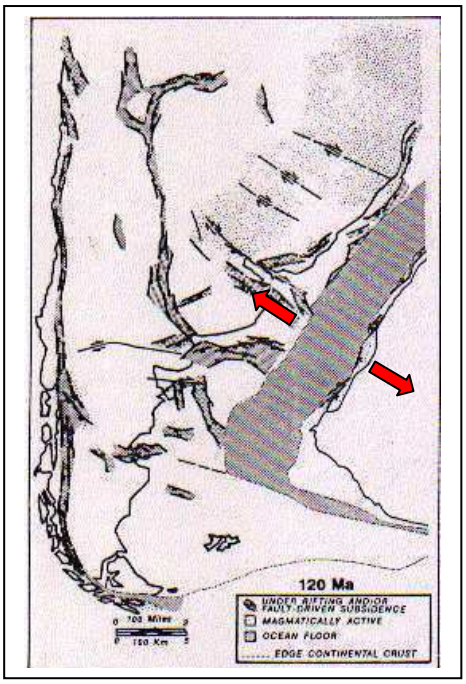
Figari *et al.* (1999, 2002), definieron en el ámbito de la denominada cuenca del Golfo la coexistencia espacial de al menos dos tipos de cuencas evolutivamente diferenciables, una correspondiente al Neocomiano de orientación noroeste y otra chubutiana de orientación este-oeste y que poseen un control tectónico, geometría y registro sedimentario particular. En este trabajo se destaca la idea que la evolución tectónica tanto de esta cuenca como las otras cuencas vecinas patagónicas está condicionada en gran medida por lineamientos paleozoicos. Los más antiguos reconocidos de orientación NNO se atribuyen a lineamientos transtensivos carbonífero-pérmicos que generaron el espacio para el desarrollo de una cuenca gondwánica de margen pacífico (Ugarte, 1966, Forsythe, 1982) y que en su persistencia hasta el Triásico favorecieron la intrusión de masas graníticas en el macizo Nordpatagónico y del Deseado y la generación de la pequeña cuenca de El Tranquilo.

Para Ramos (2002) estos elementos antes descritos parecen ser coherentes con la hipótesis de la existencia de un orógeno que atravesaba en forma oblicua la Patagonia con una orientación aproximada N35°O e inclinación al sudoeste. Este rasgo mayor de origen eopaleozoico correspondería a un arco magmático que no tiene continuidad con los conocidos en la región central de Argentina y que se debería a la interacción de dos terrenos o microcontinentes que colisionaron en el Paleozoico Temprano. Al norte el terreno de Somuncurá que era un margen pasivo que colisionó con el terreno del Deseado, donde se instaló este arco magmático de rumbo noroeste y reflejado en la deformación dúctil que muestra este basamento. Estos terrenos amalgamados colisionarían en el Pérmico Temprano contra el supercontinente de Gondwana produciendo la importante orogenia de los sistemas de Ventania en Argentina y El Cabo en Sudáfrica.

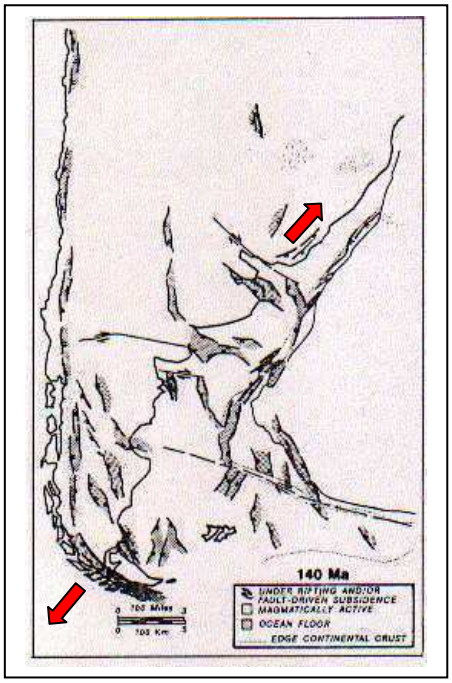
Durante el Jurásico Temprano se desarrolla una cuenca marina de orientación similar a la anterior, con vergencia pacífica y con equivalentes continentales hacia el este de la sierra de Agnia. Es a partir del Jurásico Medio que se produce una extensión generalizada en gran parte de la Patagonia, con un estilo del tipo *basin and range* (Urien, 1996), rellenándose los depocentros de orientación variada pero dominante noroeste, con sedimentos volcaniclásticos y lacustres. En el esquema modificado de Uliana *et al.*, 1989 (figura 30 a, b, c y d) se observa la rotación de los esfuerzos extensionales, inicialmente de dirección NO-SE (hasta el Jurásico Medio) y desde el Jurásico Tardío O-E. El primero relacionado con la apertura del Mar de Wedell y el segundo con la apertura del Atlántico sur y la separación de Sudamérica y África.



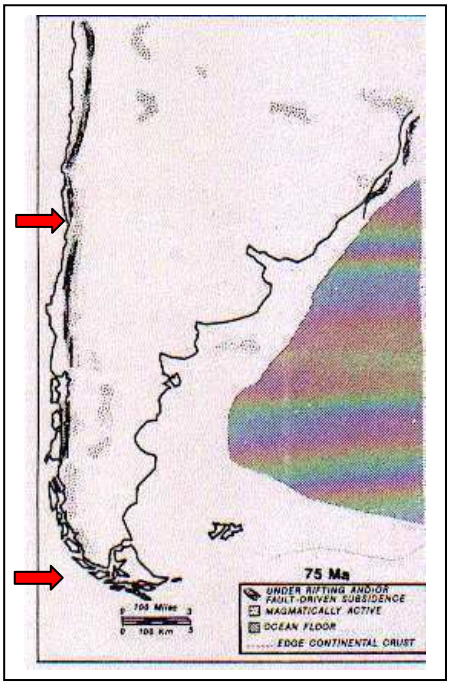
a)



c)



b)



d)

Figura 30: a) b) c) y d): Esquemas de la evolución de tectónica de la parte meridional de la placa Sudamericana desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Tardío, mostrando la rotación de los esfuerzos regionales (modificado de Uliana *et al.*, 1989).

El desarrollo de estos depocentros con geometría de hemigrábenes, numerosos, aislados y parcialmente diacrónicos, se extiende en distintas etapas, coetáneos con los dos eventos anteriores en la mayor parte del Macizo Norpatagónico. La expansión del fondo oceánico durante la disgregación de Gondwana fue produciendo la paulatina desactivación térmica de estos depocentros quedando muchos de ellos congelados en su evolución tectónica como aquellos que se observan en el oeste de la provincia del Chubut, que poseían conexión pacífica y escaso a nulo volcanismo sinsedimentario (Hechem *et al.*, 1993). Es a partir de la fase patagonídica inicial, coincidente con la aceleración en la subducción de la placa de Nazca (Barcat *et al.*, 1989) que se genera una serie de eventos conducentes al cierre de la vergencia pacífica, el comienzo de una extensión controlada por nuevas fallas de orientación general ONO y el inicio de la subducción compresiva que con distintas intensidades se prolongaría hasta la actualidad.

Como resultado de estos eventos, se generó el espacio y el aporte disponible para la formación de un nuevo ciclo sedimentario conocido como Chubutiano (Feruglio, 1949, Hechem *et al.*, 1990), que en discordancia angular se depositó sobre un eje negativo de orientación este y con su depocentro claramente desplazado hacia el oriente con respecto a los principales depocentros del ciclo anterior. Esto implicaría que el inicio del ciclo Chubutiano, más que representar la fase de sag del rifting previo (Fitzgerald *et al.*, 1990) constituye el registro de un nuevo tipo de generación de espacio producido por un campo de esfuerzos extensional - transtensional distinto al anterior, y que se desarrolló desde la parte más alta del Cretácico Inferior hasta el Paleógeno en condiciones de *retroarco*. El origen de este nuevo campo de esfuerzos puede relacionarse al desplazamiento diferencial de los macizos circundantes Norpatagónico y del Deseado durante su deriva al oeste, luego de la apertura del océano Atlántico. Los estudios paleomagnéticos recientes de Somoza (1994) y Geuna *et al.* (1999a, 1999b y 2000) apoyan esta idea y sugieren la existencia de rotaciones sobre ejes verticales en bloques constituidos por secuencias volcano-sedimentarias del Jurásico Tardío - Cretácico Temprano previamente a la depositación, en discordancia angular, de niveles equivalentes al Grupo Chubut.

Sin embargo, se desestima la continuación de la zona de falla Malvinas - Agulhas dentro del continente, al menos como una falla maestra única vinculada con la zona de falla Gastre, en el Macizo Norpatagónico, ya que detallados estudios de superficie y subsuelo en las secuencias jurásicas y cretácicas en esa zona muestran otros tipos de controles tectosedimentarios (Figari *et al.*, 1994; Ramos, 1996).

Los trabajos de Von Gosen y Loske (2004) realizados en la zona oeste del Macizo Nord Patagónico, basados en mapeo de campo, análisis estructural y datación de rocas con método U-PB, confirman estas últimas ideas. El estudio centrado especialmente en la Formación Calcatapul, constituida principalmente por rocas metapiroclásticas de edad paleozoica temprana (Silúrico?-Devónico), no mostró ninguna evidencia de desplazamiento lateral. Por el contrario las fracturas y fallamiento de orientación NO-SE, fueron interpretadas como pertenecientes a un evento extensional. Estas observaciones representan para estos autores que se desestime la presencia en la zona de Gastre de una a megatraza de gran escala y desplazamieto dextral

En otras palabras, en la denominada cuenca del Golfo coexisten espacialmente al menos dos tipos de cuencas evolutivamente diferenciables, conocidas como Neocomiana y Chubutiana en sentido amplio, aunque sus rangos temporales son aún inciertos, y que poseen un control tectónico, geometría y registro sedimentario particular. Modelos análogos de rifting y subsidencia episódica han sido descriptos por Ru y Pigott (1986) en el Mar de China.

A pesar de que estos estudios definen un complejo panorama regional y local, podemos destacar la convergencia de ideas en los siguientes puntos en la descripción del marco geotectónico que engloba a esta área desde la ruptura de Gondwana hasta la situación actual:

- Existencia de ciertos lineamientos de antiguo origen que condicionaron la formación de cuencas y su posterior deformación.
- Existe una clara influencia del basamento al encontrarse involucrado en la deformación.
- Durante las primeras etapas de la cuenca dominaron esfuerzos extensionales y luego compresivos.
- Parece haber existido una fase extensional, en el Jurásico Medio de orientación SO-NE que rotó a O-E en el Jurásico superior.
- El origen de estos esfuerzos se deben en parte a la extensión generalizada originada durante la ruptura de Gondwana y en parte a la presencia de un arco magmático activo en el Oeste que se genera durante la etapa de *drift*.

En los siguientes capítulos se tratará de discutir la validez de los distintos puntos de los que hemos hablado en el área de la cuenca de Cañadón Asfalto, poniendo especial énfasis en la denominada área central porque en ella se encuentran en superficie los mejores elementos para apoyarlos o refutarlos.

III. ESTRUCTURA REGIONAL

El análisis realizado mediante el mapeo a fotogeológico y satelital, más el reconocimieno de campo ha permitido identificar los siguientes elementos macrotectónicos: bloques basamentales, lineamientos, fallas y depocentros (figura 31).

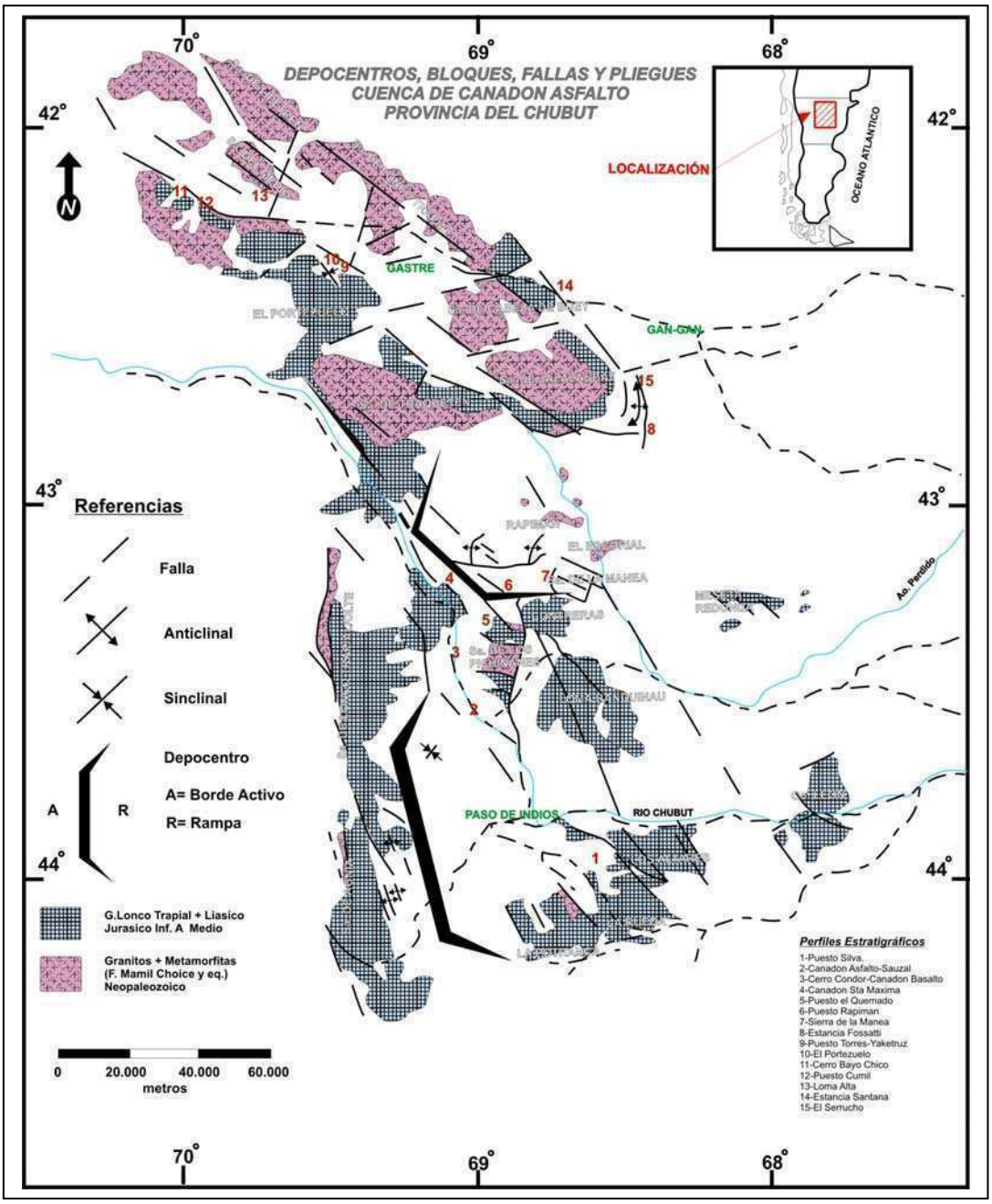


Figura 31: Mapa de ubicación de depocentros, bloques, fallas y pliegue (modificado de Figari *et al.*, 1993).

III.a. Bloques

El basamento, constituido por el complejo plutónico-metamórfico ya citado, va elevándose paulatinamente de sur a norte (el afloramiento más austral para esta longitud se encuentra en el núcleo del anticlinal Villagra (Chebli, 1971) al sur de Sierra Cuadrada), encontrándose dispuesto en bloques fallados, basculados y rotados, en muchos casos equidimensionales, con magnitudes que varían entre 10 y 30 km de lado y en otros casos generando fajas más o menos alargados de dirección NO-SE.

Están constituidos generalmente de un núcleo basamental granítico o metamórfico, que puede estar aflorante o no, rodeado por las secuencias volcaniclástica del Grupo Lonco Trapial y calcárea de la Formación. Cañadón Asfalto (Megasecuencia I). Las Megasecuencias II y III o niveles mas jóvenes los traslapan parcial o totalmente.

Estos bloques se hallan limitados por fallas de direcciones NO a NNO y ENE. Las primeras direcciones poseen en varios casos signos de actividad tectosedimentaria reconocida por la presencia de bloques graníticos de hasta 1,5 metros de diámetro incluidos en la Megasecuencia I, en depositos de flujos de detritos volcaniclásticos o en niveles arcósicos intercalados en las unidades calcáreas. Ejemplos de esto se observan en el borde oriental de la Sierra de Jalalaubat y Sierra de Cabeza de Buey y en el extremo septentrional de la Sierra de Taquetrén, Bloque El Portezuelo y Sierra de los Pichiñanes. Estos niveles se encuentran además fracturados y plegados solidariamente con los bloques, marcando así la continuidad de la deformación, de forma tal que las unidades más jóvenes se encuentran en discordancia angular traslapando a las anteriores. Esta actitud se observa en la Sierra de la Manea, Rapimán, Sierra de Jalalaubat y El Portezuelo entre otras localidades.

Sin embargo la Megasecuencia II, se encuentra también plegada en forma previa a la depositación de la Megasecuencia III. Sin embargo este movimiento parece haber sido de tipo transtensional /transpresional, viéndose espectaculares efectos de esta discordancia (figuras 19 y 21).

Por último se observa una nueva deformación que afecta a la Megasecuencia III y a toda la columna previa. Algunos de estos antiguos bloques se solidarizan entonces, generando algunas alineaciones mayores que se verán luego con más detalle.

Los bloques mayores reconocidos se detallan en el siguiente cuadro:

AREA	ZONA	BLOQUE
REGIONAL	NORTE	Jalalaubat Taquetrén Cabeza de Buey El Portezuelo Sierra del Medio Lonco Trapial Lipetrén
	SUR	Los Altares La Rueda La Potranca
	ESTE	Meseta Redonda Cerro León (Norte y Sur)
CENTRAL		Ranquinau Sierra de los Pichiñanes Contreras El Escorial La Manea Rapimán

Además de los nombrados existen afloramientos menores, y evidencias de existencia de altos basamentales ciegos en profundidad. Los mismos serán tratados con más detalle en la descripción del área central.

III.b. Lineamientos

Para identificar a los mismos, se partió del concepto de que las zonas de debilidad del basamento se expresan en superficie por medio de una serie de lineamientos que pueden aparecer como fallas propiamente dichas, cursos de agua lineales, cambios en la tendencia estructural o la combinación de estos factores.

Se individualizaron los mismos sobre la interpretación satelital a escala 1: 500.000 utilizando como elemento de control los trabajos estructurales ya citados y cotejándolos con la información fotogeológica existente, separándolos así en comprobados e inferidos. El desplazamiento relativo en los mismos, en la mayoría de los casos, es interpretado y no observado. Este se ha inferido a partir de elementos estructurales asociados al desplazamiento como pliegues y fallas menores que tienen mayor representación en zonas de cobertura sedimentaria potente. Se midieron así las distintas direcciones ponderándoles estadísticamente por su longitud tomando como unidad 1 km de representación horizontal. Con estos resultados se construyeron los diagramas de rosas de fracturación.

En el diagrama de la figura 32, que representa las fracturas de toda el área, se observa una gran concentración en las proximidades de la dirección NO, una secundaria en direcciones ENE y una subordinada en la dirección submeridional. En este histograma (figura 32) se distingue que la moda principal es aproximadamente N35°O aunque hay una gran dispersión entre N25°O y N65°O, una moda secundaria en aproximadamente N75°E con menor dispersión entre N65°E y N85°E y una subordinada en aproximadamente N15°E.

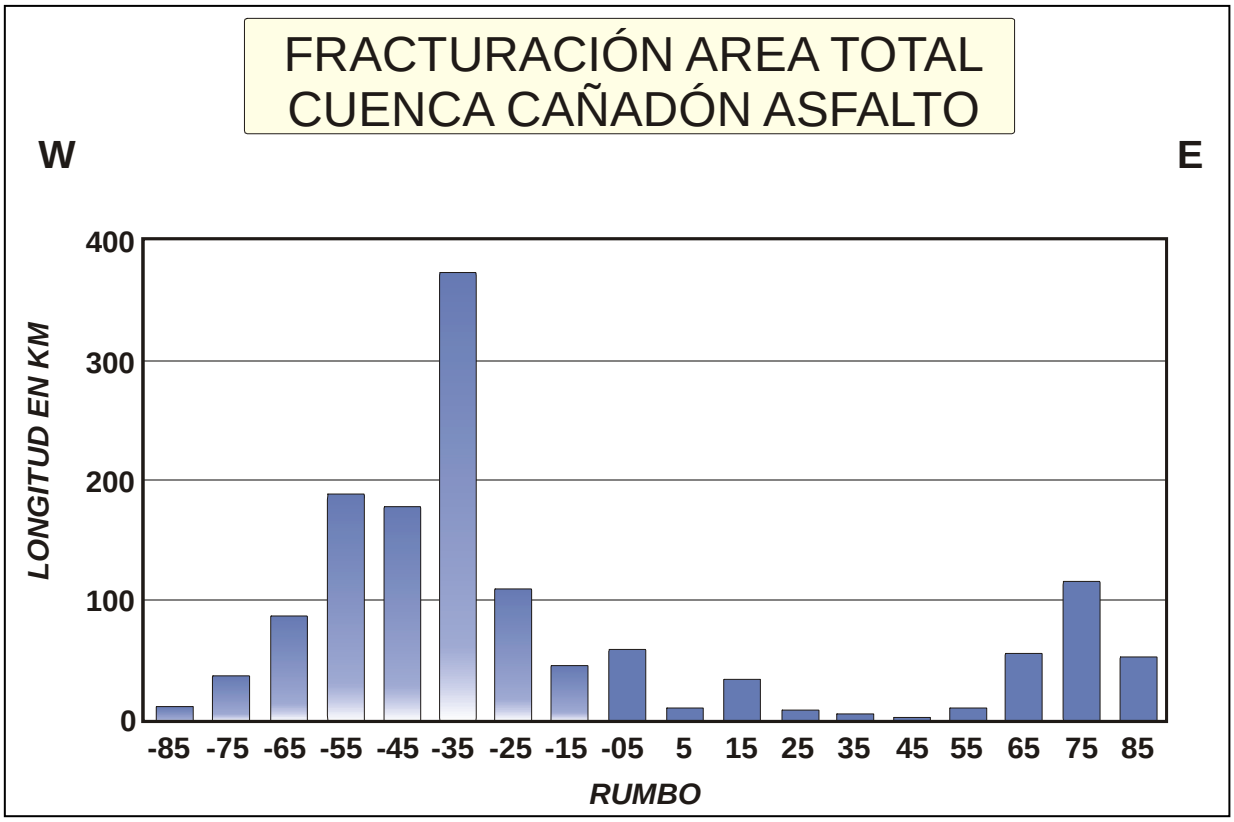


Figura 32: Histograma de la distribución de la fracturación en toda la cuenca de Cañadón Asfalto.

La gran importancia de las dos primeras direcciones ya había sido identificada por Windhausen (en Vening Meinesz, 1947) y Volkheimer (1965, 1973). Parecen haber tenido un control continuo en la deformación desde el inicio mismo de la cuenca, ya que coinciden con la mayoría de los límites de los bloques que se delinean desde los alrededores de Gastre hasta el Sur de Paso de Indios, pero además se hallan afectando la cobertura sedimentaria más moderna correspondiente a las Megasecuencias I, II y III inclusive. Esto nos lleva a suponer que su reactivación ocurrió por lo menos durante determinados períodos hasta mediados del Terciario.

Para un análisis más fino de los mismos se realizó un diagrama de rosas de fracturación similar pero eliminando la mayor tendencia para resaltar las otras direcciones (figura 33). Se

podría interpretar entonces la existencia de dos sistemas conjugados de fracturación cada uno de ellos con una dirección predominante. Uno de ellos NO cuyos valores varían entre N40°O y N60°O con una dirección conjugada entre N60°E y N80°E y otro NNO cuyos valores predominan entre N 10° y N 30° O y cuya conjugada podría ser N 10° y N 20° E.

Estos sistemas ya habían sido observados por Coira et al (1975) denominándolos como Gastre y Comallo, e interpretándolos como un sistema de cuplas con desplazamiento levógiro y dextrógiro respectivamente, mientras que los sistemas subordinanados conjugados serían reactivados como fracturas de tensión.

El primero de ellos tiene representación en las fracturas que limitan los bajos de Gastre y Gan Gan, constituyendo los bordes de los bloques de la Sierra de Taquetrén, Sierra de Lonco Trapial, Lipetrén, Sierra de Cabeza de Buey y Jalalaubat. Dentro de estos lineamientos se destacan los llamados Gastre Norte y Gastre Sur. En el diagrama de la figura 34, se observa el detalle de la fracturación de esta zona. El sistema Comallo tendría mayor representación fuera del área de estudio, pero dentro de la misma incluye el lineamiento del Valle Medio del Chubut.

La principal objeción para aceptar este esquema surge justamente con esta megatraza, que se extiende desde el norte de Paso del Sapo hasta la sierra de los Pichiñanes con una longitud de más de 90 km en forma continua. En su recorrido pasa por el borde occidental de la sierra de Taquetrén, sierra Baya de Pilquimán, cerro Gorro Frigio, sierra de los Mesa y la zona del Quemado. Primeramente el rumbo de las mismas varía entre N40°O y N35°O acercándose más al sistema Gastre que al Comallo. En segundo lugar se relaciona íntimamente con el lineamiento El Ganso, al cual Coira *et al.,* (1975) ubican dentro del sistema Gastre. Por último, las evidencias estructurales asociadas hacen presumir para este lineamiento, un desplazamiento que en todo caso sería levógiro en vez de dextrógiro. Esto será desarrollado en detalle más adelante cuando se trate la estructura del área central.

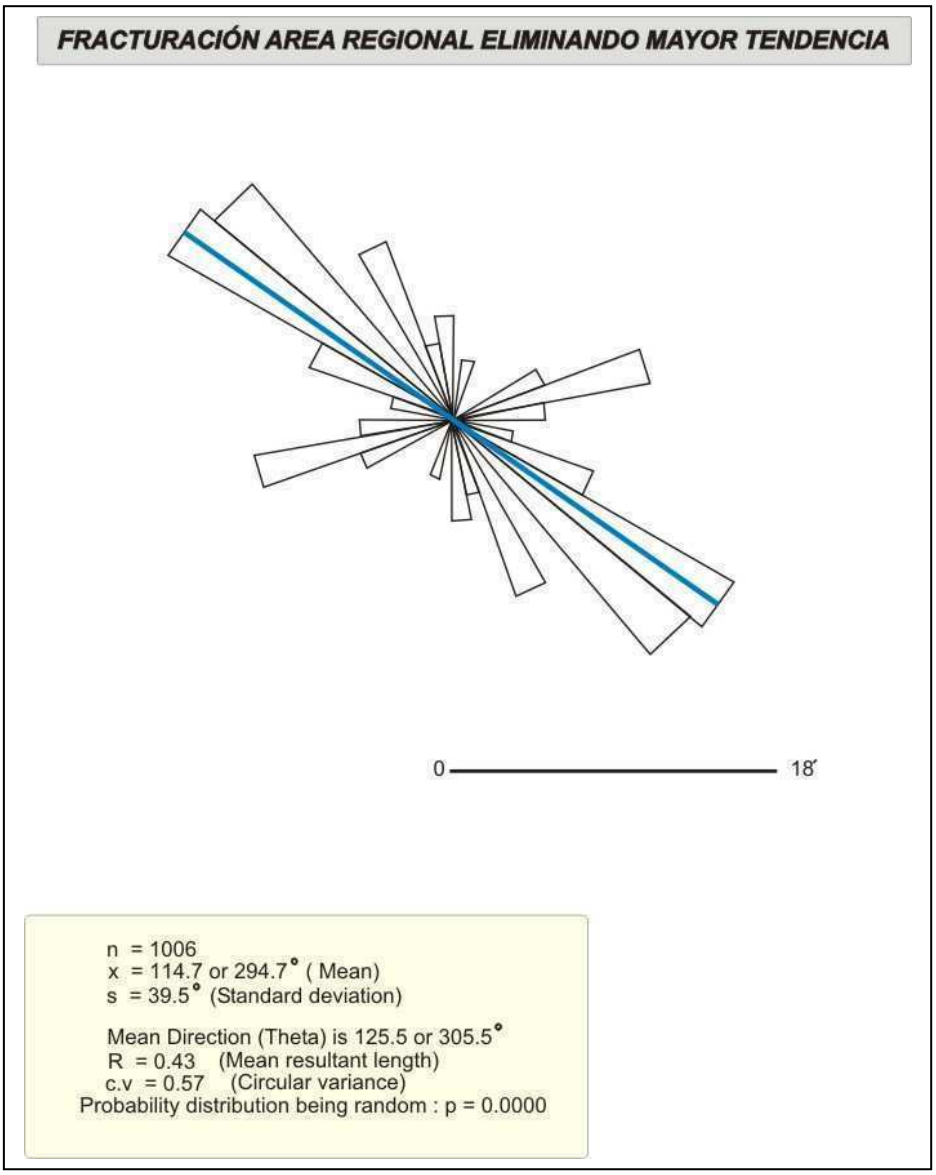


Figura 33: Diagrama de rosas con distribución de fracturación en zona regional.

Los mismos autores resaltan para estos lineamientos NO y NNO la falta de evidencias claras de esfuerzos extensionales, atribuyendo este carácter sólo a los sistemas conjugados secundarios, en base a la presencia de conductos volcánicos cenozoicos asociados a los mismos, adicionando la carencia de elementos para postular la presencia de un sistema de *rift valley*. Esto puede ser válido para el diastrofismo andino pero **no debe ser extrapolado** a la etapa de formación y evolución de la cuenca. Es así que entendemos, que existen claras evidencias en algunos de estos lineamientos como el citado en el borde oriental de la Sierra Cabeza de Buey, que marcan la actividad extensiva de los mismos en etapas tempranas, antes de que se produjera una inversión de polaridad de los esfuerzos.

En la zona Sur de Paso de Indios el diagrama de rosas (figura 35) muestra que los lineamientos cuyo rumbo varía entre N30°O y N40°O son los más frecuentes mientras que el sistema asociado varía entre N 60° y 80° E; coincidiendo también en los límites de los bloques Los Altares, La Rueda y La Potranca (Cortes, 1990a).

Otros lineamientos de importancia son los de Cotricó Pampa de Agnia en el sector oeste y Valle General Racedo en el este. El primero continúa al sur, por las Sierras Nevada y Silva, condicionando la deformación de la cobertura cretácica, originando un conjunto de anticlinales *en echelón* en la Sierra de San Bernardo. Se considera para el mismo un desplazamiento tipo levógiro (Stach, 1986). Hacia el norte podría ser también el condicionante de la formación de las Sierras de Agnia, Cajón de Ginebra y Lonco Trapial, involucrando términos más antiguos como los del Grupo Lonco Trapial. Para el lineamiento del Valle General Racedo de rumbo N30°O, no se encontraron en superficie claras evidencias que indicaran desplazamientos.

En varios casos, para estos lineamientos NO y NNO, además de desplazamientos horizontales se observan rechazos verticales importantes de la escala de cientos de metros como en el caso de la gran falla del Valle Medio del río Chubut.

También hay que destacar que las fracturas submeridianas que se presentan al oeste de cerro Cóndor, este de cerro Bandera y este del anticlinal de Huanimán parecen ser posteriores, de carácter netamente compresivo y afectando hasta niveles del Terciario medio.

En la zona de los Cañadones Sauzal y Miyanao existen una serie de fallas directas de rumbo N38°O, que afectan hasta niveles de la Megasecuencia II pero no a los de la Megasecuencia III. Además estas fallas se interrumpen al llegar a una falla inversa submeridiana con plano buzante hacia el oeste.

Un ejemplo similar se da en el este del cerro Bandera donde la falla que controla la parte sur de la sierra de Jalalaubat se interrumpe al llegar a una falla inversa que pone en contacto niveles basales de la Megasecuencia III con otros del Salamanquense y rocas efusivas de la Serie Andesítica.

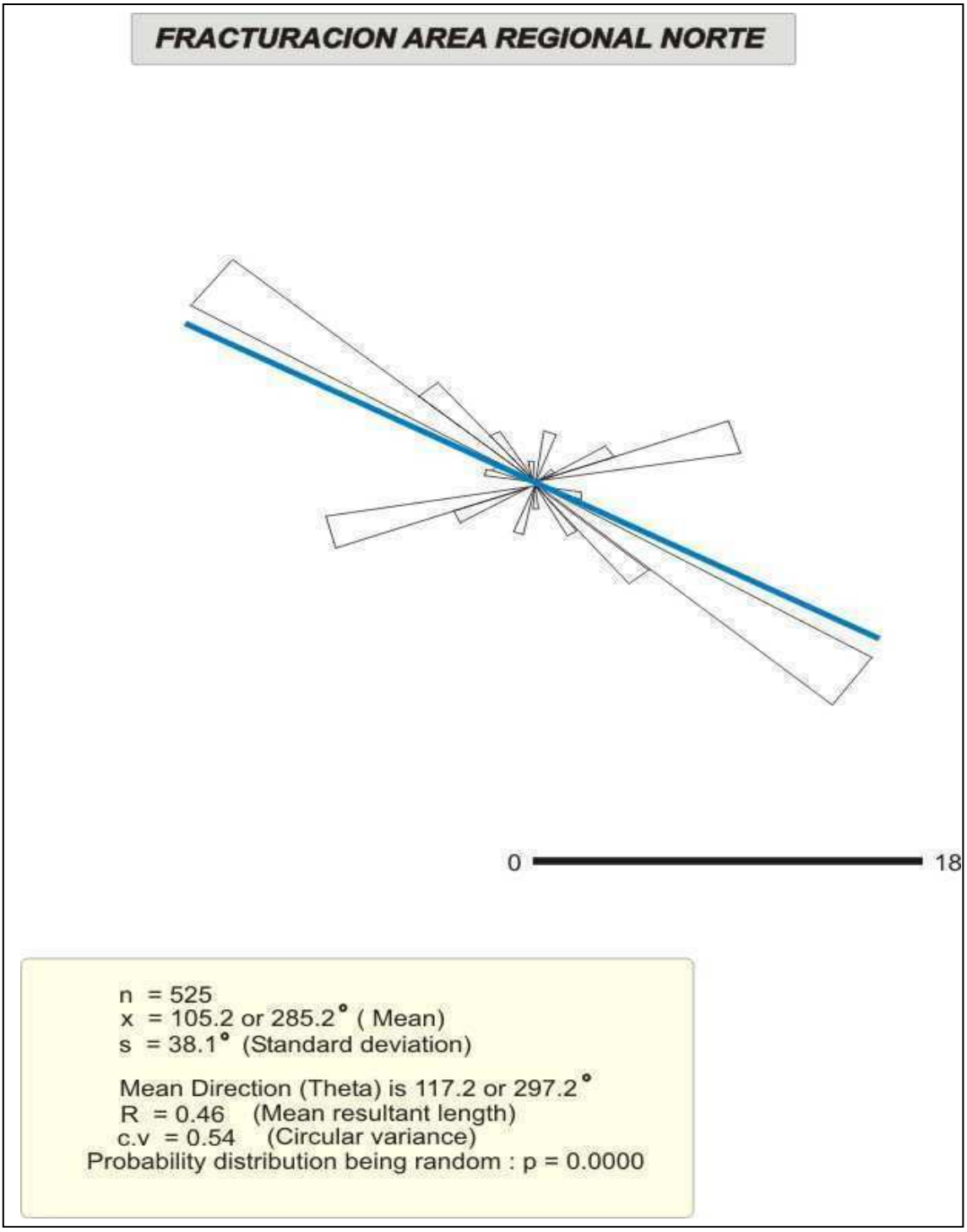


Figura 34: Diagrama de rosas con distribución de fracturación en el área regional norte.

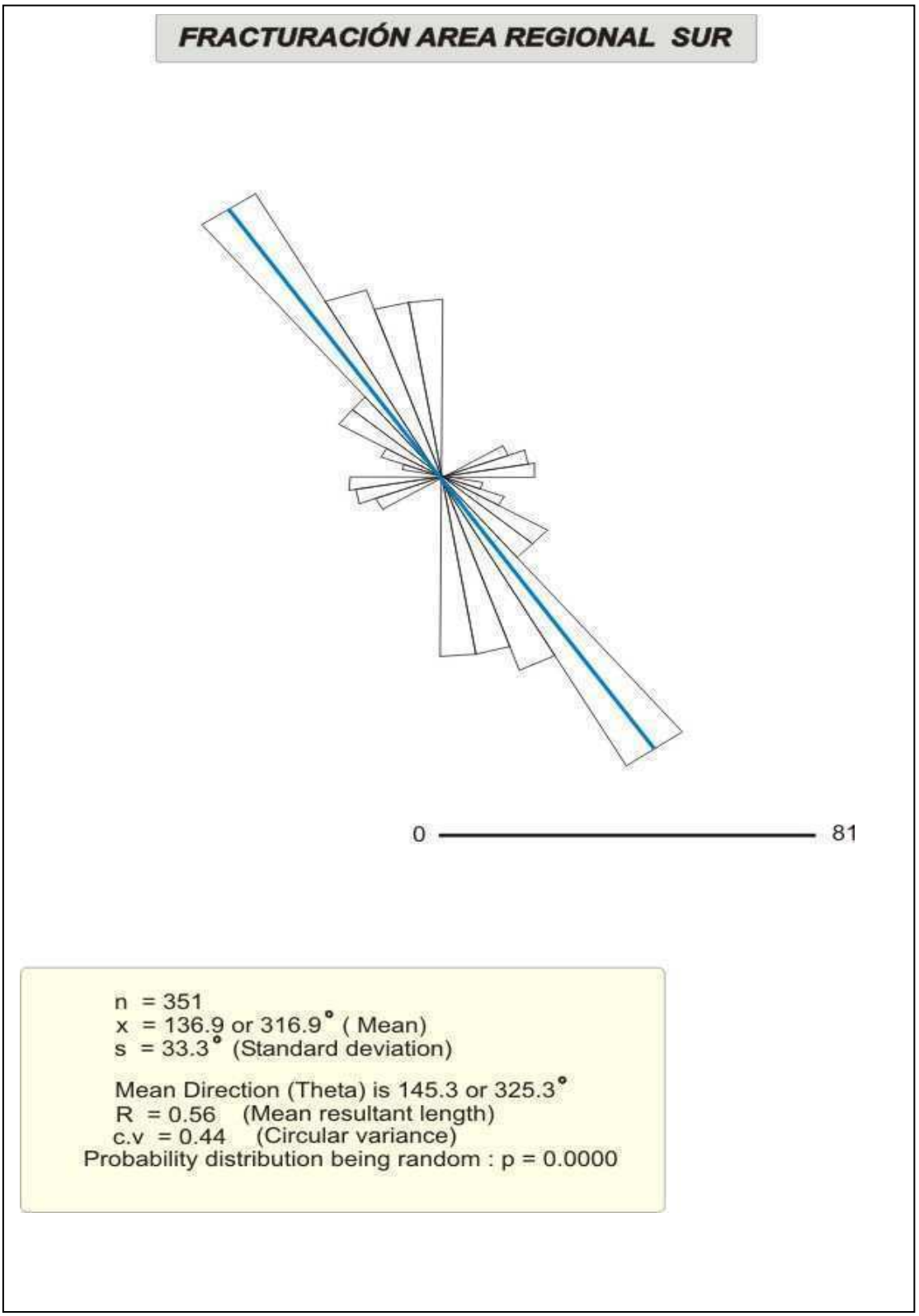


Figura 35: Diagrama de rosas con distribución de fracturación en el área regional sur.

En conclusión, para tratar de sistematizar y simplificar la nomenclatura se ha denominado al conjunto de fallas y lineamientos que poseen una dirección NO-NNO en general como **longitudinales**, por entender que al ser las de mayor expresión, persistencia, actividad tectónica y facies asociadas han sido los formadores de la cuenca o paralelos al eje de la misma.

El grupo de lineamientos y fracturas de dirección general ENE se denominan fallas **transversales** a **oblicuas**, suponiendo que representan zonas de debilidad menores que han constituido límites de bloques. Estos pueden idealizarse como horsts y grábenes los cuales han constituido altos, límites internos, plataformas, zonas de transferencia y depocentros menores dentro de una geometría mayor. Las fallas de dirección submeridiana en cambio parecen ser posteriores, y si bien pueden llegar a reflejar límites basamentales, pueden truncar a los lineamientos anteriores.

El conjunto de estos elementos tectónicos, confirma la existencia de un **sistema de rift** elongado de dirección NO, con umbrales o elementos menores e internos. La existencia de bordes activos y otros pasivos, así como la asimetría del relleno sedimentario, define una geometría de hemigraben. Estas cubetas se vinculan entre sí según zonas de acomodación, sistemas de transferencias, fallas y plataformas (Scott y Rosendahl, 1989). Un esquema de estos hemigrábenes y la forma de vincularse tomado de Homovc *et al*. (1991), puede observarse en el figura 36. Las fallas oblicuas y transversales constituyen justamente los límites de estos elementos. Las sierras de Jalalaubat y de los Pichiñanes y los bloques de la zona sur, responden a este arreglo, pudiendo haber constituido zonas de acomodación o plataformas.

Las fallas de dirección submeridiana en cambio, parecen ser posteriores, y si bien pueden llegar a reflejar límites basamentales, pueden truncar a los lineamientos anteriores.

Las fallas longitudinales, transversales y oblicuas, parecen haber tenido un comportamiento extensivo o transtensivo a partir del Triásico y Jurásico en una etapa de rift inicial, mecanismo cuyo relleno está representado por la Megasecuencia I. Se reactivarían luego con rotaciones de bloques e inversiones parciales de polaridad, durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano dando lugar a la depositación de la Megasecuencia II en una fase de rift tardío. Durante el Barremiano Temprano, previo a la depositación de la Megasecuencia III, existió una nueva etapa de fallamiento y rotación interrumpiéndose posteriormente la misma para dar lugar a una subsidencia de tipo termal, definiéndose así una fase de *sag* (Fitzgerald *et al.*, 1990). Debido a la falta de control estratigráfico, no puede precisarse la actitud que tuvieron estas fracturas durante el Paleógeno aunque no se descarta que hayan poseído algun tipo de actividad. Este esquema ha

sido posteriormente confirmado por los estudios paleomagnéticos ya citados realizados en el Valle Medio del Río Chubut (Somoza (1994) y Geuna *et al.* (1999 a, 1999 b y 2000).

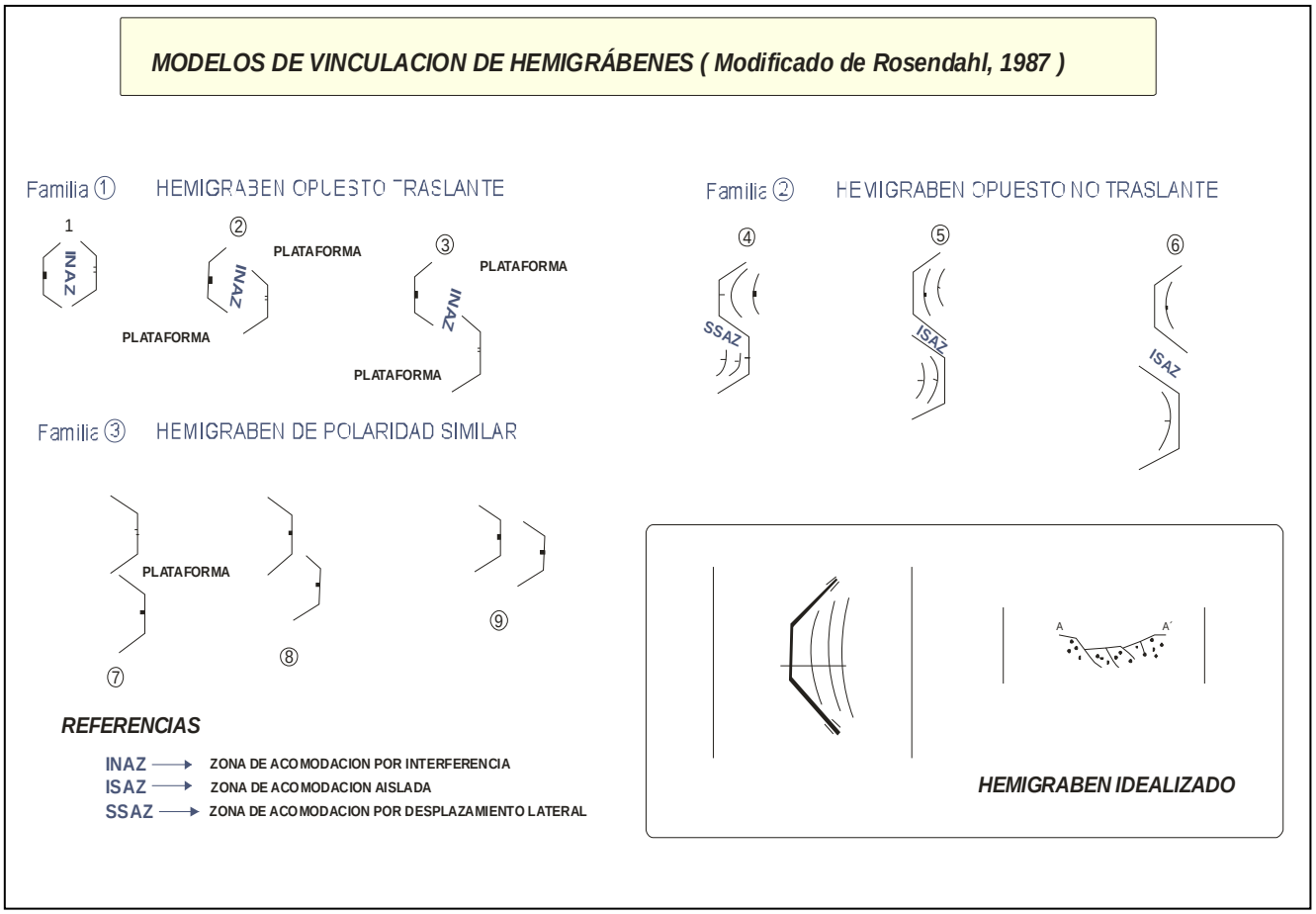


Figura 36: Modelo de vinculación de hemigrábenes (basado en Homovc *et al*., 1991)

Aparentemente sería la fase compresiva neógena la que determinaría la configuración de la principal deformación. Durante la misma se reactivarían lineamientos previos longitudinales y transversales, o bien como fallas de desplazamiento lateral o como inversión tectónica de bloques compresivos. Estas fallas afectan con seguridad hasta las Formaciones Paso del Sapo y Lefipán (Maastrichtiano-Daniano) mientras que las fallas submeridianas lo hacen con seguridad hasta los niveles de la Formación Salamanca y la serie andesítica (Eoceno - Oligoceno?). Se discutirá luego las características de los lineamientos, fallas y pliegues en las áreas centrales.

IV. ESTRUCTURA DEL AREA CENTRAL

Como se anticipó previamente, un trabajo de mayor detalle ha sido realizado en esta zona, por ser la más abundante en afloramientos y estructuras. Dos mapas fotogeológicos escala 1: 65.000 son parte del trabajo en la misma (adjuntos 3 y 4). Para una mejor descripción se denominaron área central norte y sur.

IV.a. Area Central Norte

Esta comprendida entre la parte norte de la sierra de los Pichiñanes, el río Chubut, El Escorial, y las mesetas del Loro y Campana Mahuida.

En ella se encuentran los mayores espesores de las Megacuencias II y III y las mejores expresiones superficiales de estructuración. En el diagrama de fracturación de la misma (figura 37) se observa la predominancia de las fracturas longitudinales sobre las transversales y oblicuas, siendo la expresión de las submeridianas muy reducida. El rasgo estructural más prominente es sin duda la falla de dirección N35°O y N40°O que resulta ser la sección sur del lineamiento **Valle Medio del río Chubut**. Esta falla de más de 90 km de longitud se extiende en el sector oeste del área pasando al poniente del cerro Gorro Frigio, cerro Saco de Cuero, sierra de los Mesa y parte norte del Puesto El Quemado. Si bien su trazo es continuo en extensos sectores, puede presentar algunas interrupciones por fracturas transversales o zonas de transferencia. También presenta hacia su culminación sur un muy particular conjunto de fallas asociadas que partiendo de la principal, divergen originando un verdadero abanico (figura 38). El plegamiento de distribución aparentemente irregular, se encuentra relacionado con estas fallas. La falla principal es rectilínea, subvertical o de muy alto ángulo, con cambios en la dirección de inclinación. La zona afectada por la deformación es estrecha ya que pasa de máxima a nula en pocas centenas de metros. En su recorrido atraviesa **todos los pisos estructurales**, involucrando desde el basamento igneo-metamórfico hasta niveles de la Formación Lefipán. Asimismo en la zona de fallamiento divergente se observa desplazamiento horizontal neto.

La suma de estos elementos nos lleva a postular que esta falla es una **falla maestra** (zona de desplazamiento principal) con una componente de rumbo levógiro significativa. Desde esta hipótesis, el conjunto de fallas divergentes que atraviesan al bajo del Cerro Chivo puede corresponder al diseño de un *horsetail splay* (Christie Blick y Biddle, 1985), configuración que presenta la culminación de las fallas transcurrentes, coincidiendo en este caso además con la zona de máximo espesor estratigráfico.

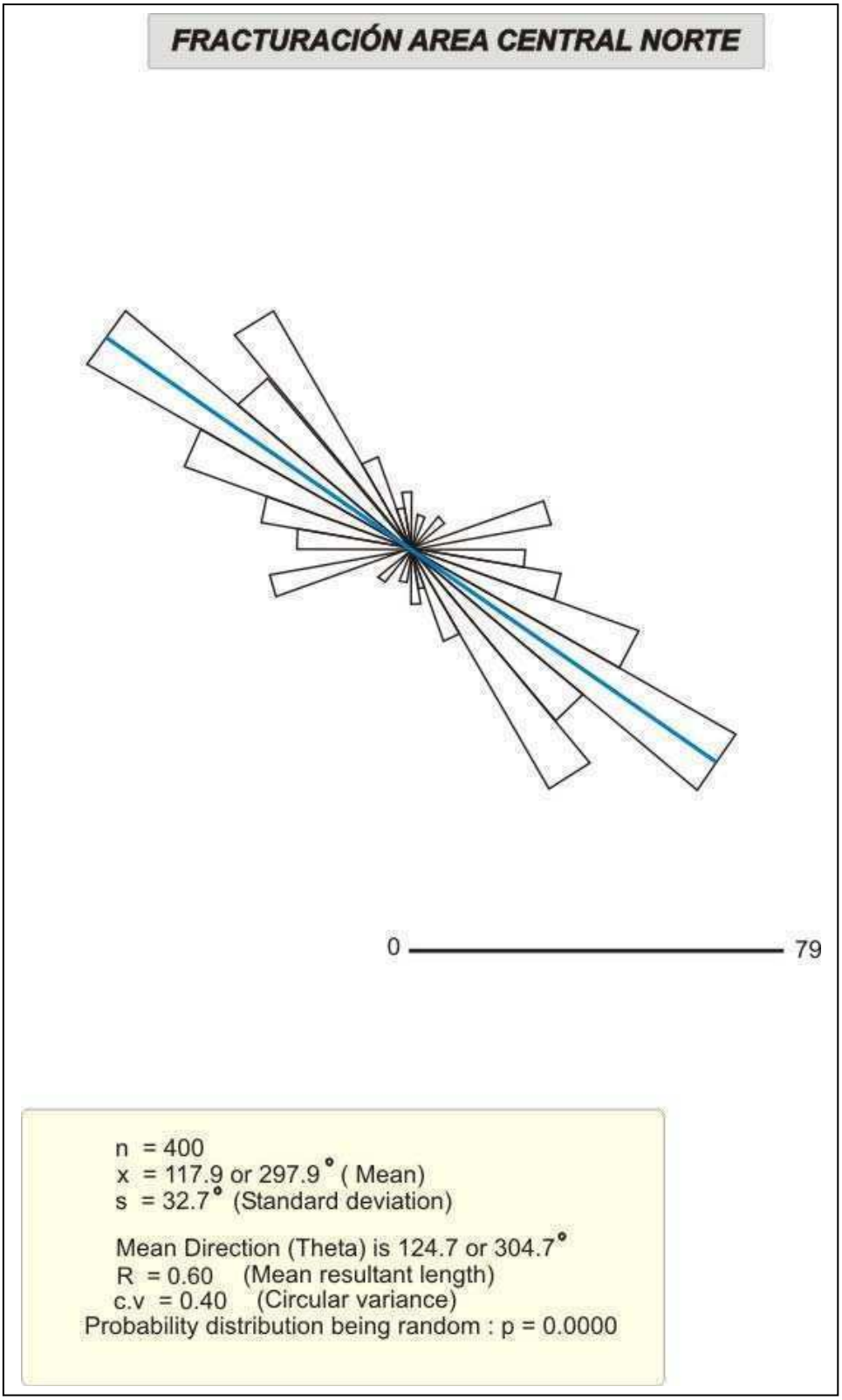


Figura 37: Diagrama de rosas con distribución de fracturación en el área central norte.

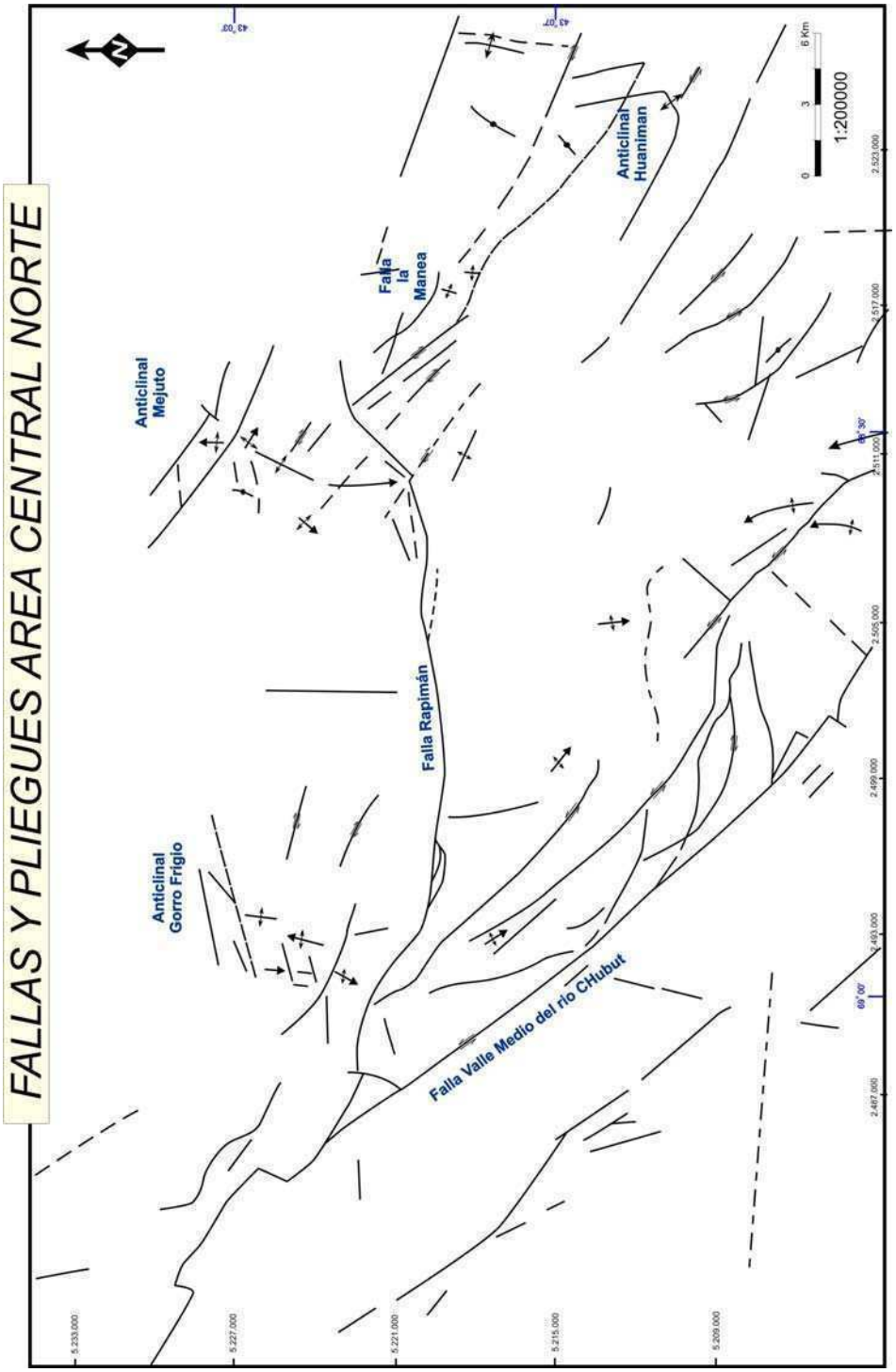


Figura 38: Esquema de fallas y pliegues en el área central norte.

El **desplazamiento horizontal** de la falla principal es difícil de calcular en forma directa, ya que no se observan elementos guías que puedan ser tomados con seguridad para ello. Sin embargo, partiendo del concepto de que la suma de los movimientos parciales de las fallas sintéticas asociadas debe ser igual o semejante a la magnitud del movimiento total, se ha estimado un desplazamiento de cerca de 5 Km. Este valor es aproximado ya que hay que considerar que en algunas fallas no hay un buen control de niveles guía, y en otros casos las discordancias pueden hacer aparecer falsos desplazamientos. Además existe una importante **componente vertical** que puede estimarse en la zona Zanjón del Gorro Frigio entre 400 y 500 m. Se tomó como referencia los niveles basales de la Formación Paso del Sapo que en el bloque occidental se encuentra a una cota cercana a los 400 m y en el oriental entre 800 y 900 metros por debajo de mantos basálticos que coronan varias mesetas de los alrededores. En esta zona la falla buza hacia el Este entre 70 y 80°, con una traza un tanto sinuosa (figuras 39 y 40), poniendo en contacto, la Formación Paso del Sapo en el bloque occidental con rocas pertenecientes al basamento y a las Megasecuencias I y II en el bloque oriental, apareciendo entonces como un rechazo inverso. Sin embargo en la zona norte del Puesto El Quemado el rechazo parece ser normal ya que en el bloque occidental se encuentran niveles de Megasecuencia II (F.Cañadón Asfalto Superior) y en el oriental de la Megasecuencia III (F. Bardas Coloradas). La explicación geométrica podría ser una inversión parcial con un punto nulo.

Analizando en detalle la configuración del *horsetail splay* en la figura 38, se observa una serie de fallas sintéticas y antitéticas de distinto desarrollo. Las que se encuentran en la zona al norte del Puesto El Quemado y sur del Puesto Viuda de Mesa es donde se evidencia más claramente el desplazamiento lateral involucrado, afectando hasta niveles de la Megasecuencia III. Aquí la deformación alcanzó gran complejidad debido al entrelazamiento y curvatura de las fallas originando así zonas con esfuerzos transpresivos y transtensivos asociados.

Otros elementos destacables son el tortuoso plegamiento que se observa al norte del Cerro León afectando niveles de la Formación Los Adobes que estaría relacionado con una cuña de falla (*fault wedge*) convergente, que habría originado una zona de tranpresión. Por otro lado el plegamiento de la sierra de Los Mesa, constituido por un sinclinal y un anticlinal de primer orden con su eje en dirección N20°O, buzante hacia el sur, y con otros repliegues menores asociados, puede considerarse en *echelon* con respecto a la falla principal.

Figura 39: Vista hacia el sur de la falla del Valle Medio del río Chubut a la altura del arroyo El Pajarito.

Figura 40: Vista hacia el norte de la falla del Valle Medio del río Chubut a la altura del arroyo El Pajarito.

Otra falla de relevancia es la denominada **Falla Rapimán** (figura 41) que con rumbo aproximado O-E, diverge de la falla principal a la altura de la Sierra de Saco de Cuero y se extiende hasta la Sierra de la Manea. Es de características antitéticas, con respecto a la falla principal ya que posee un desplazamiento lateral dextrógiro. En el bloque norte de la misma se encuentra un plegamiento de arrastre muy conspícuo representado por el **Anticlinal del Gorro Frigio** (Nakayama, 1972a) y el **Anticlinal Mejuto** con un suave sinclinal entre ambos. En el bloque sur, que es el bloque alto, aparecen preferentemente niveles de la Formación Cañadón Asfalto superior y progradante, apareciendo también pequeñas islas correspondientes a afloramientos de la Megasecuencia I.

Figura 41: Detalle de una de las ramas del *horsetail splay* cerca del inicio de la Falla Rapimán.

.

El **Anticlinal del Gorro Frigio** es una estructura elipsoidal, de aproximadamete 50 km² de superficie, cuyo eje de disposición submeridiana se encuentra fragmentado y desplazado en cuatro partes por un fallamiento oblicuo con un componente lateral de tipo dextrógiro. Es asimétrico siendo su flanco occidental más abrupto (hasta 20°) y el oriental más suave (cerca de 10°), denotando una vergencia hacia el oeste coincidiendo con la dirección de transporte tectónico. Hacia el poniente de la estructura se encuentran una serie de sinclinales y repliegues menores muy estrechos y también desplazados por estas fallas oblicuas. Se encuentra afectando a la Formación Los Adobes en superficie, encontrándose su núcleo desventrado, llegando la erosión a niveles del

Miembro Bardas Coloradas, mientras que los flancos, están constituidos por los bancos tobáceos de la base de la Formación Cerro Barcino. Podría considerarse un braquianticlinal, pero mientras que el cierre septentrional está bien definido, en el austral se observa una pequeña y suave nariz hacia el flanco occidental, mientras que en el oriental se ve acomplejado por una abrupta terminación contra la falla Rapimán, encontrándose allí los mejores indicios del arrastre dextrógiro de la misma.

Otra estructura importante que ha sido denominado **Anticlinal Mejuto** y que había sido parcial o directamente no descrita por relevamientos anteriores, se halla al noreste de Sierra de la Manea. Posee una superficie aproximada de 25 km^2, con un eje de posición submeridiana, fragmentado en su sector norte por un fallamiento transversal de características directas. Existe además un fallamiento oblícuo de menor orden con desplazamiento lateral asociado, que se observa afectando a los flancos de la estructura. Esta es aproximadamente simétrica, encontrándose inclinaciones variables entre 4° y 8°. Hacia el sur se origina una nariz estructural suave pero bien definida, mientras que al norte el cierre estaría complicado por dos fallas transversales directas. Hacia la zona septentrional, aparecen en su núcleo un pequeño afloramiento no descrito por relevamientos anteriores correspondiente a niveles que se asignan a la Megasecuencia I, integrados por coladas basálticas del Grupo Lonco Trapial sobre los que se encuentran capas calcáreas de la Formación Cañadón Asfalto inferior (calcáreo) plegadas disarmónicamente con la estructura mayor, lo que evidencia una estructuración previa. Son cubiertos en forma traslapante por los niveles areno arcillosos del Miembro Bardas Coloradas, constituyendo los flancos, igual que en el Anticlinal Gorro Frigio, capas tobáceas verde claro de la Formación Cerro Barcino.

Este núcleo de basamento aflorante en la estructura, puede ser un fragmento desplazado por la falla Rapimán hacia el noreste de niveles similares a los que aparecen en la Sierra de la Manea. Justamente en esta zona, correspondiente al extremo oriental del área, predomina un fracturamiento NO con desplazamiento lateral dextrógiro, relacionado con el campo de esfuerzos originado por el lineamiento Rapimán.

En conclusión, con la orientación de fallas y pliegues menores se ha interpretado una elipse de deformación para el bloque septentrional de la falla Rapimán, que explica la existencia y movimientos de los mismos a partir de un esquema de desplazamiento lateral dextrógiro de esta falla principal (figura 42).

Sobre esta base, tanto la falla del Valle Medio del Chubut como la de Rapimán se interpretan como antiguos lineamientos basamentales que han sido reactivados durante durante el Jurásico – Cretácico y obteniendo su configuración actual mediante movimientos con fuerte componente lateral en el Terciario.

Los anticlinales descriptos, constituidos principalmente por niveles del Chubutiano en superficie, se interpretan como **pliegues de arrastre**, con basamento involucrado y cuyos ejes han sido desplazados por fallas transversales a oblícuas durante la evolución de la deformación. La profundidad a la que podría encontrarse al basamento por abajo de estos anticlinales es variable ya que posiblemente coinciden con altos preexistentes reactivados tectónicamente o con depocentros invertidos. Un punto a favor de esto es el citado afloramiento de niveles de la Megasecuencia I que aparece en el núcleo del Anticlinal Mejuto. El interrogante es cuánto espesor sedimentario podría existir en otras posiciones, ya que la combinación de un relieve preexistente, variaciones faciales, y diastrofismo hace que en corto trecho puedan encontrarse situaciones muy disímiles.

En el extremo sudoriental del área hay otra interesante estructura que ha sido denominada **Anticlinal de Huaniman**, afectando niveles de las Formaciones Los Adobes y Cerro Barcino. Su eje tiene una trayectoria curva, estando limitado y desplazado por fallas con dirección ONO. Es fuertemente asimétrico, siendo el flanco occidental muy suave (entre 4° y 5°) y el oriental de fuerte pendiente (cerca de 30°). Se interpreta como un pliegue tipo "pata de perro" (*dogleg fold*) generado en profundidad por un bloque elevado con vergencia al este por un fallamiento inverso, posiblemente una falla directa reactivada por inversión tectónica, tipo *fold-thrust* (Brown, 1984), desplazado por un fallamiento de rumbo de menor orden. Probablemente entonces exista una estructura tipo *trapdoor* (Stone, 1969) en profundidad, justificándose la distinta actitud del plegamiento a un lado y otro del fallamiento transversal oblícuo, como una característica de la deformación en compartimentos (*compartmental deformation*) descripta por Brown (1984) para zonas de antepaís.

Volviendo al lineamiento del río Chubut en su extremo austral, parece continuarse, atravesando la Sierra de los Pichiñanes, en la denominada **Falla El Ganso** (Coira *et al.*, 1975) que se extiende por más de 20 km con seguridad continuando luego hacia el sur en forma intermitente. La elipse de deformación que se infiere de los pliegues de arrastre que afectan a la Megasecuencia I relacionados con esta falla, permite interpretar un desplazamiento lateral levógiro, que según los citados autores tiene como mínimo un kilómetro.

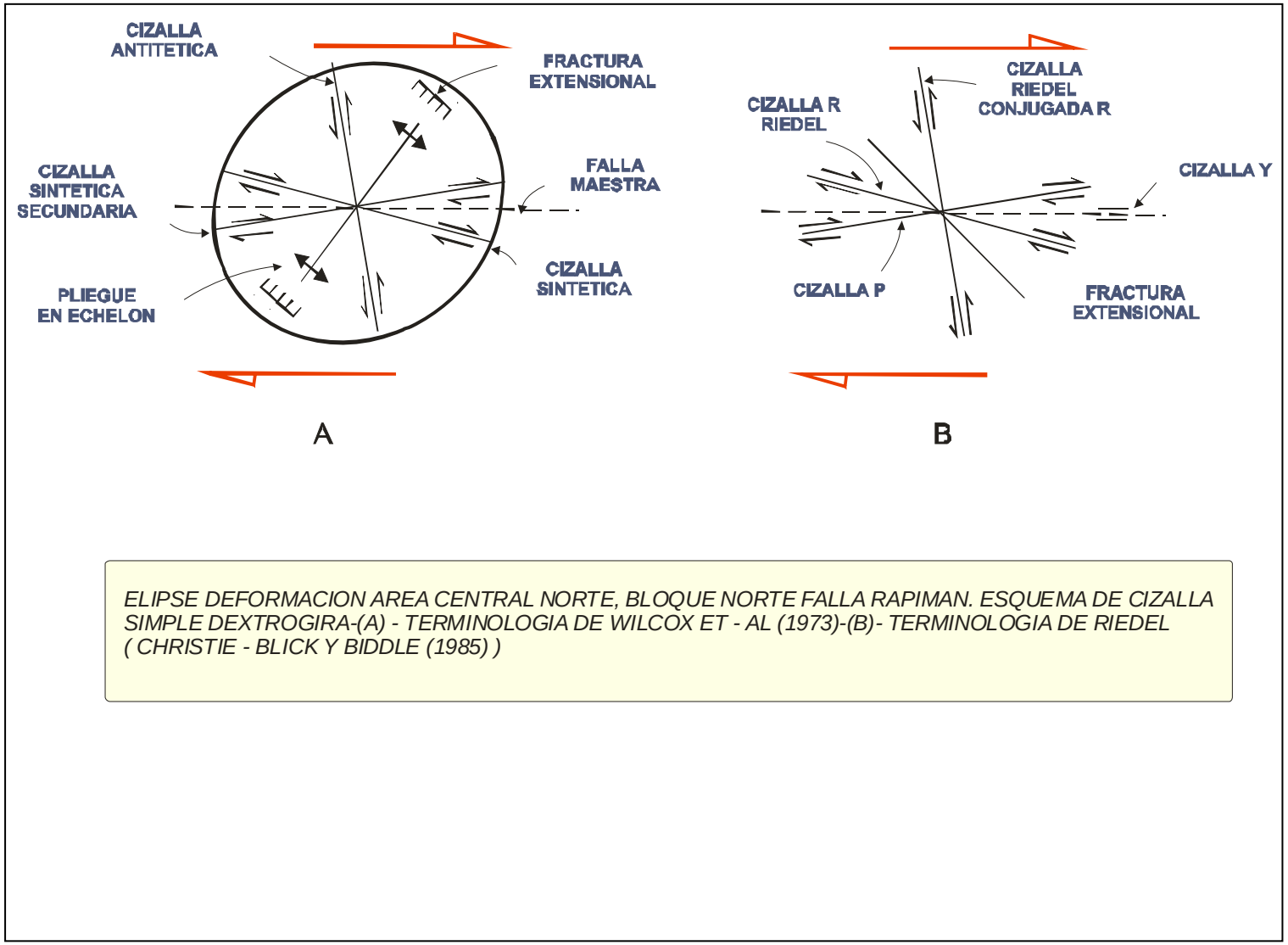


Figura 42: Diagrama mostrando la posible elipse deformación del bloque septentrional de la falla Rapimán.

La zona ubicada entre cerro León y puesto El Quemado, o sea la culminación del *horsetail splay* se interpreta como una zona compleja de transferencia de rechazos, de características extensionales (*releasing overstep*) con presencia de fallas directas y manifestaciones intrusivas basálticas.

IV.b. Área Central Sur

Abarca desde la latitud de Los Adobes en la parte septentrional hasta la zona norte de Paso Berwyn en el extremo austral.

En el diagrama de fracturación (figura 43) se observa, como en la zona norte, el predominio de las fallas longitudinales aunque hay además un buen desarrollo de las oblícuas y transversales. Las fallas submeridianas tambien están presentes. El rasgo estructural y topográfico más importante es la **Sierra de los Pichiñanes** que se extiende con dirección NE por cerca de 40 km. La misma está constituida por un conjunto de bloques cuyo movimiento relativo de traslación y rotación ha fracturado y plegado la cobertura sedimentaria circundante. Presenta un núcleo de granito y metamorfitas (Formaciones Mamil Choique y Lipetrén) que aparece en dos grandes afloramientos en los sectores más altos de la Megasecuencia I y en menor escala de la II y III.

El fallamiento levógiro de El Ganso, tratado anteriormente, la atraviesa primero con una dirección N45°O para luego cambiar a la altura de Estancia Velazquez a N25°O siguiendo luego hacia el sudeste hacia el bloque Ranquinau (figura 44).

Se definen así dos bloques principales, uno septentrional que comprende la zona de Loma Contreras cuya mayor parte se encuentra en el área central norte, y el otro austral que representa la parte principal de la sierra. Además, interiormente existen múltiples fallas NO y E-O con desplazamientos horizontales levógiros, dextrógiros y extensionales, que le otorgan una muy compleja fracturación.

En los dos bloques, en la zona cercana a la falla, se observan niveles del Grupo Lonco Trapial y de la Formación Cañadón Asfalto Inferior (calcáreo) deformados constituyendo pliegues cuyos ejes de dirección NNO se encuentran *en echelon* con respecto a la misma, estando además atravesado por fallas oblicuas con desplazamiento lateral de menor envergadura.

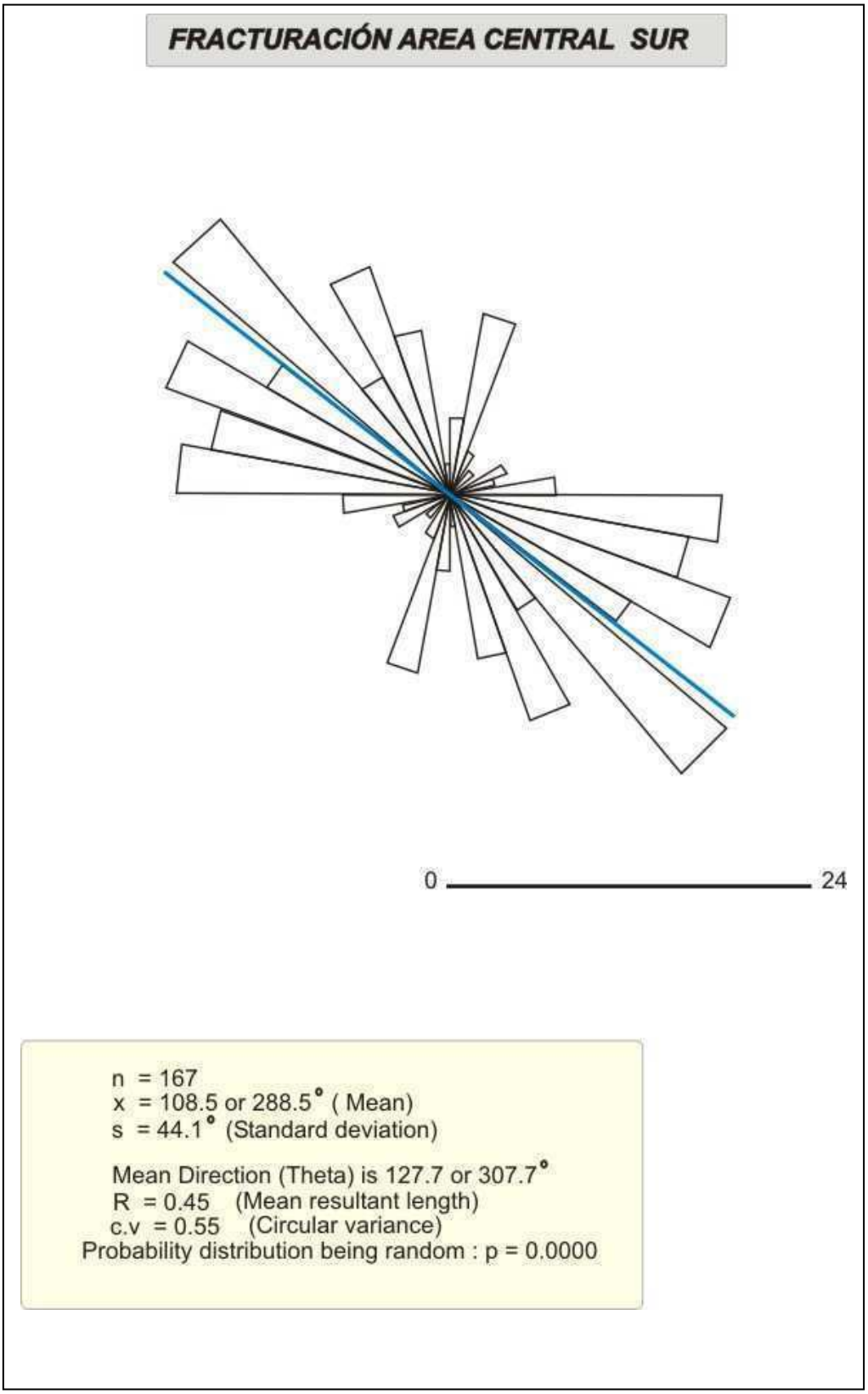


Figura 43: Diagrama de rosas con distribución de fracturación en el área central sur.

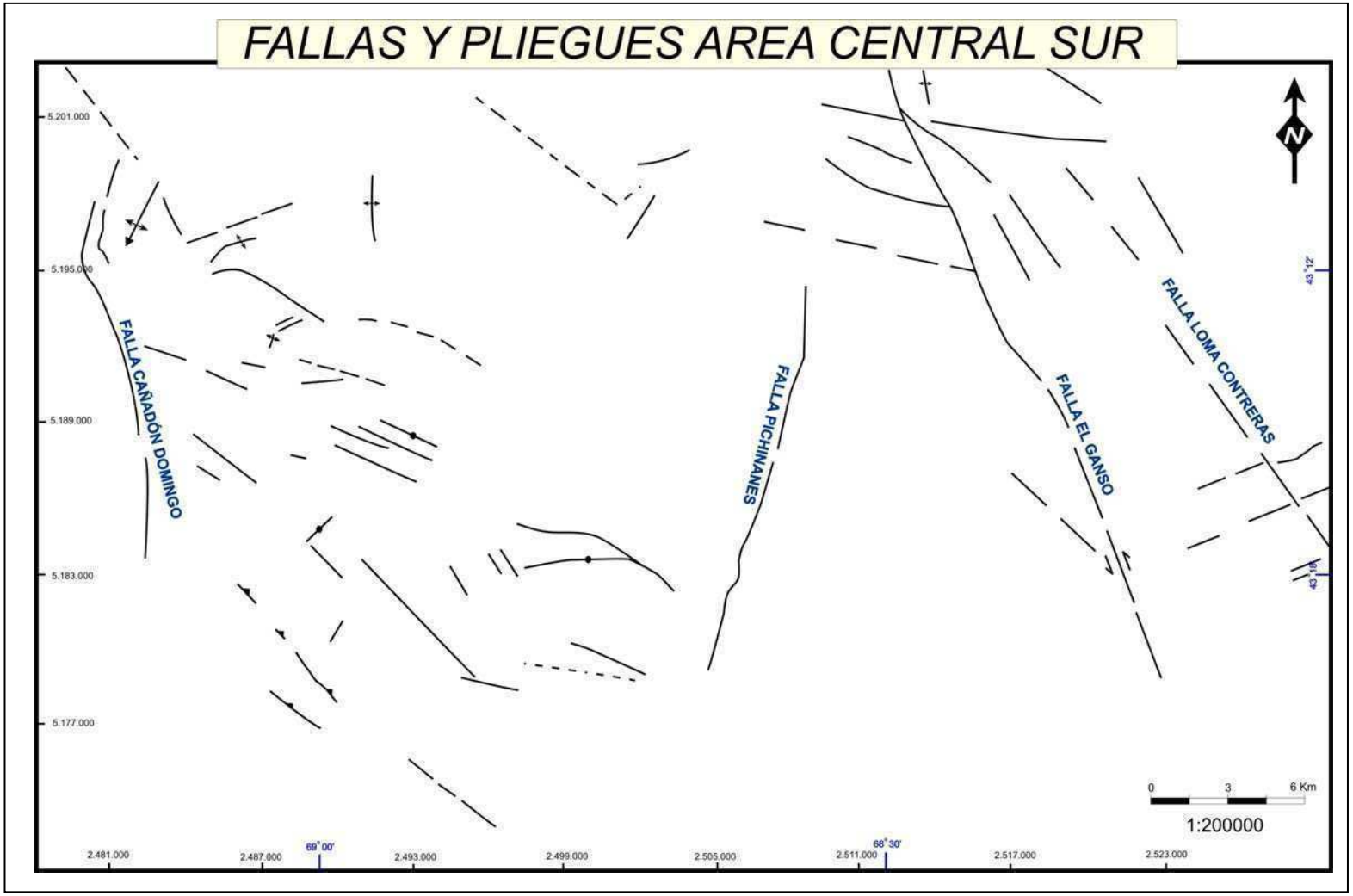


Figura 44: Esquema de fallas y pliegues en el área central sur.

Como hizo notar Proserpio (1987), **parece existir una relación directa** entre la disposición espacial de las facies conglomerádicas del Miembro Arroyo El Pajarito de la Formación Los Adobes (base de la Megasecuencia III) y la actividad de esta falla, ya que se encuentra casi exclusivamente (para el bloque oriental de la misma) en los alrededores del campamento de la C.N.E.A. Esta relación sin embargo se repite para otros tramos de fallas principales reactivadas cuyos ejemplos más típicos son la Falla del Gorro Frigio y los niveles cercanos a la Falla del Cerro Fortín (Figari y García, 1992).

El bloque austral de la sierra esta limitado en su borde suroriental por una falla de dirección N15° a 20°E que se extiende por más de 15 km desde cerca de los márgenes del río Chubut hasta el cañadón La Volanta. Si bien el plano de falla no es visible su traza indica que es de alto ángulo, siendo el bloque bajo el occidental. Se encuentra afectando un pliegue monoclinal desarrollado en niveles de la Formación Los Adobes, en una posición que permite interpretarla como una falla fuera de secuencia originada posiblemente por la reactivación de una falla primitivamente extensional que coincidiría con un límite de bloque.

En el sector occidental del área existe una faja de afloramientos correspondientes principalmente a la Megasecuencia I, algo de la II, y en neta discordancia angular, notoriamente visible en los Cañadones Bagual, Asfalto, Sauzal y Miyanao, los niveles basales de la Megasecuencia III. En el sector norte de esta faja dominan las estructuras compresivas mientras que en la parte austral lo hacen las extensivas o con desplazamiento lateral asociado.

En el norte existe intenso plegamiento para las Megasecuencias I y II siendo especialmente notorio por la pequeña longitud de onda y la tortuosidad del mismo en los niveles de la Formación Cañadón Asfalto inferior (calcáreo) expresando una disarmonía con los niveles más competentes del Grupo Lonco Trapial. Este plegamiento tiene una disposición que inicialmente parece aleatoria, pero que responde a la anisotropía del basamento. Las capas de la Megasecuencia III se encuentran afectadas por un grado de deformación menor en esta zona originando pliegues muy suaves.

En la parte sur encontramos fallamientos extensionales y con desplazamientos levógiro y dextrógiro de rechazos variables, con dirección dominante NO. En las fallas que se encuentran, una entre el Cañadón Bagual y el Cañadón Asfalto (pudiendo continuar luego por el Valle del Río Chubut), y otra entre el Cañadón Asfalto y Cañadón Miyanao, se encontró un rechazo vertical de entre aproximadamente 300 a 500 metros. Este fallamiento directo no afecta a la Formación Los Adobes, que sí tiene por el contrario algunas pequeñas fallas de escala de metros a decenas de metros con características compresivas. La mayor expresión de este fallamiento compresivo es

una fractura submeridiana que se encuentra en el extremo occidental, cuyo plano de falla inclina hacia el este. El rechazo vertical es incierto pero, pone en contacto niveles basales de la Megasecuencia I en el colgante, con otros superiores en el yaciente. La relación de discordancia entre ambas megasecuencias es claramente visible en las figuras 45 y 46.

La coexistencia de estilos contrapuestos para el mismo piso estructural en áreas colindantes es de compleja solución. Una interpretación posible es suponer que el bloque de los Pichiñanes ha sufrido una rotación originada por desplazamiento lateral levógiro entre lineamientos NO, produciendo así un área con un esfuerzo compresivo asociado en los alrededores de Cerro Condor, y un área extensional en la parte austral de la sierra. Existen varios modelos teóricos (figura 47) para explicar el efecto producido por rotación de bloques, hay que considerar sin embargo que estos modelos son idealizados ya que consideran bloques perfectamente regulares, lineamientos paralelos y materiales isótropos. Existe además un basculamiento de este bloque sobre su eje NE. Mientras que el borde SE podría estar reflejado en superficie por la falla que va de Berwyn hasta Cañadón La Volanta, el borde NO no es visible pero puede inferirse paralelo al anterior. Este borde sería el alto, con mayor pendiente, estando su actividad tectónica evidenciada por niveles arcósicos intercalados en la Megasecuencia I, como los que aparecen en los afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto inferior (calcáreo) en esta zona. Además es claro el condicionamiento ejercido en este sector sobre la Formación Los Adobes, ya que adosado al noreste de la sierra, aparecen los niveles conglomerádicos del Miembro Arroyo El Pajarito, produciéndose un rápido incremento de espesor desde aproximadamente 30 m en lo alto de la sierra hasta por lo menos de 200 m en el bajo nombrado para
esos niveles basales.

Los estudios paleomagnéticos realizadas en el Valle Medio del río Chubut por Somoza (1994) y Geuna *et al.* (1999a, b y 2000), muestran una importante rotación dextrógira de bloques datada como previos a la Formación Los Adobes, ya que estos últimos niveles no se encuentran afectados. Por la importancia de esta rotación y por los controles tectosedimentarias sobre la misma se supone que estos movimientos generaron el espacio disponible para la depositación de esta unidad (Megasecuencia III) que se correlaciona groseramente con el Grupo Chubut. La deducción final es que mientras más al sur se estaba generando la cuenca del Golfo también en un ambiente transtensional a megaescala (*pull-appart basin*), en estas áreas se generaban una serie de depocentros que coincidían sólo parcialmente con los de la anterior Megasecuencia II.

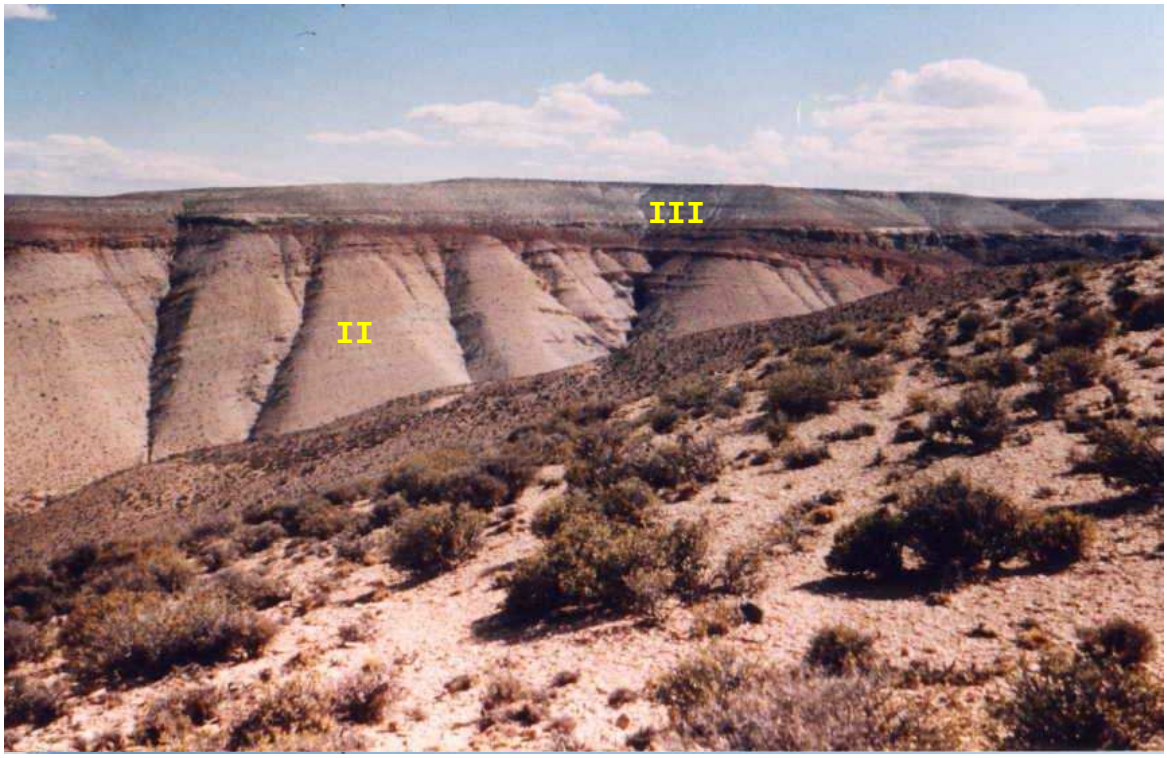


Figura 45: Discordancia regional entre las Megasecuencias II y III en la zona del Cañadón Sauzal.

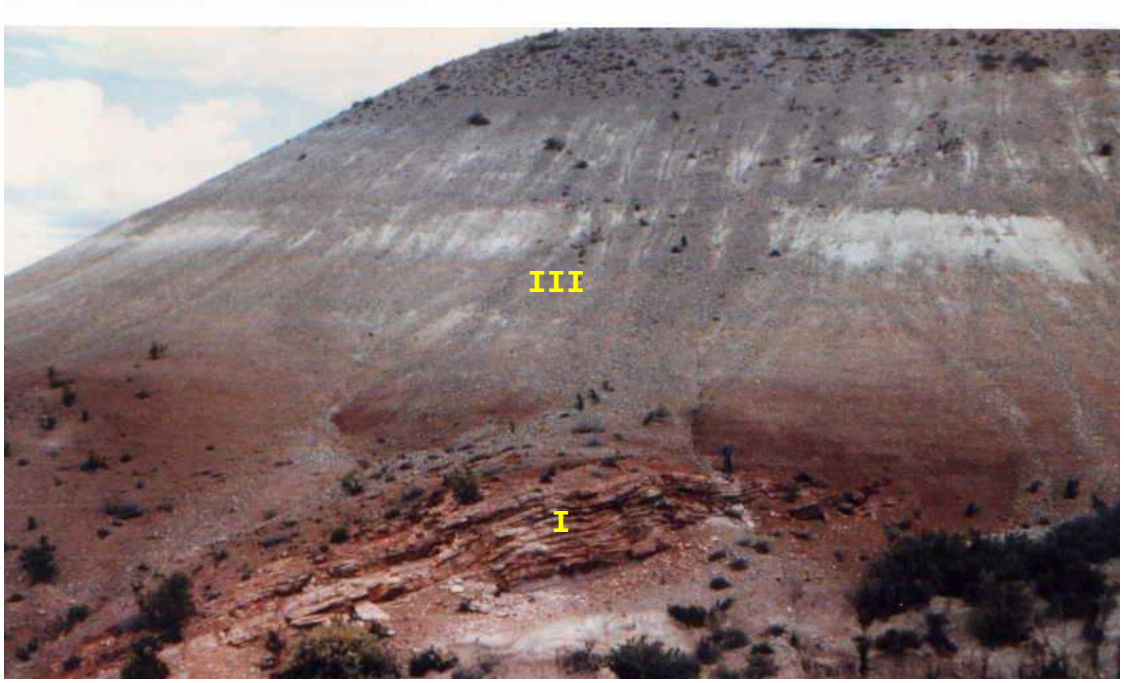


Figura 46: Discordancia regional entre las Megasecuencias I y III en la zona del valle medio del río Chubut.

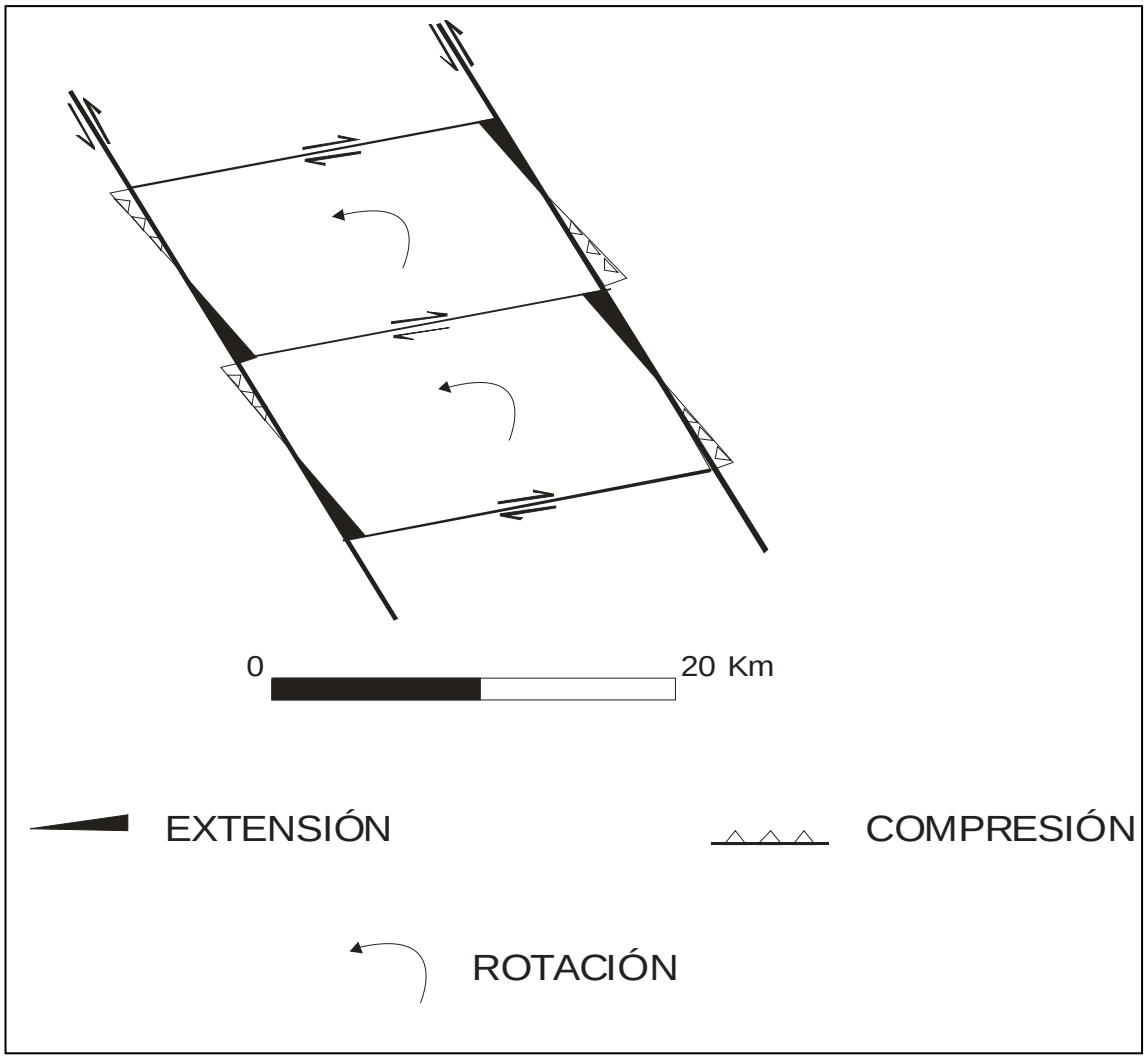


Figura 47: Diagrama mostrando un esquema teórico de rotación de bloques. El movimiento de las fallas principales es levógiro. El de las fallas menores es antitético. En la zona de límites de bloques se producen en forma alternada segmentos de fallas inversas y normales.

V. DEPOCENTROS

Una de las grandes incógnitas en los estudios realizados de esta zona ha sido, conocer el ámbito o geometría de la cuenca que generó el espacio para la depositación de la Formación. Cañadón Asfalto (*sensu lato*) y su posible potencial de preservación.

Una de las principales conclusiones de este estudio es que la suma de elementos estructurales, estratigráficos y geomorfológicos confirma la existencia de un conjunto de cubetas extensionales o transtensionales, elongado en dirección NO, con umbrales transversales y

elementos menores internos. La identificación de bordes activos y pasivos junto a la fuerte asimetría del relleno sedimentario para las mismas define una geometría de **hemigrábenes**.

Estas cubetas, limitadas por el fallamiento longitudinal, se vinculan entre sí según zonas de acomodación, sistemas de transferencia, fallas y plataformas en el sentido de Scott y Rosendahl (1989). Las fallas oblicuas y transversales constituyen los bordes de estos elementos, actuando posiblemente, como fallas de transferencia acomodando los diferentes grados de deformación sobre las fallas longitudinales.

De esta manera, los **bajos geomorfológicos** actuales, cuyas dimensiones oscilan entre 1.000 y 5.000 Km^2, denominados, de sur a norte: Paso de Indios, Valle General Racedo, Gorro Frigio, Gan Gan y Gastre, se interpretan como potenciales **depocentros históricos**, durante gran parte del Mesozoico y por lo menos hasta la fase compresiva terciaria, donde los esfuerzos actuantes produjeron la inversión tectónica de los mismos. Estos depocentros se encuentran desvinculados entre sí por serranías cuyas pendientes abruptas y suaves, se relacionan al basculamiento de los bloques que las constituyen. Los afloramientos remanentes de las Megasecuencias I y II que rodean estos bajos, muestran una clara asimetría en el relleno y rápidos cambios faciales en la sedimentación asociada.
Se describirá las características de los depocentros en el siguiente orden:

1) Depocentro Gorro Frigio
2) Depocentro Paso de Indios Valle
3) Depocentro Gastre
4) Depocentro Gan Gan
5) Depocentro General Racedo

V.a. Depocentro Gorro Frigio

Se extiende en dirección NO, desde la sierra de Taquetrén al norte hasta la sierra de los Pichiñanes al sur, y en sentido O-E desde el río Chubut hasta el lineamiento de Arroyo Perdido. Es un bajo geomorfológico de más de 2.000 km^2, de una superficie con cobertura mayoritariamente cuaternaria.

La cobertura sedimentaria está constituida principalmente por depósitos chubutianos, y en el sector noroeste por la Formación Paso del Sapo, en zonas protegidas de la erosión por debajo de relictos de mesetas basálticas terciarias. Los afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto se encuentran restringidos a los bordes de la misma, pero presentando buenos ejemplos en los perfiles de Santa Máxima, El Quemado y La Manea. Este corte asimétrico (adjunto 5) sugiere

posiciones de hombro, margen activo y pasivo respectivamente.

La falla del curso medio del río Chubut coincide aproximadamente con el límite de borde activo que se encuentra parcialmente invertido y desplazado lateralmente, lo que sugiere una compresión oblicua a los lineamientos preexistentes. En la Manea se observa en cambio un suave *tilting* que ha modificado el borde pasivo.

Las estructuras de superficie aquí encontradas que se relacionan principalmente con la falla del Valle Medio del Río Chubut y de Rapimán ya han sido descriptas en el área central norte.

Se ha realizado aquí un corte idealizado de dirección ENE, reconstruyéndose en profundidad tres modelos hipotéticos que podrían satisfacer la estructura superficial (figura 48)

a) Bloques extensionales fallados y rotados: las estructuras de superficie corresponden a pliegues tipo *drape*, con algunas modificaciones transtensivas.
b) Bloques compresivos: los pliegues principales son del tipo *fold thrust* o *trap-door*.
c) Bloques extensionales con inversión tectónica: los pliegues son del tipo hemigraben invertido donde el anticlinal en superficie se encuentra sobre el antiguo depocentro.

De las tres hipótesis, esta última se considera como la más probable y que explica la mayoría de las estructuras estudiadas, aunque los otros dos estilos pueden coexistir en forma parcial en las márgenes de los depocentros.

V.b. Depocentro Paso de Indios

Es un bajo geomorfológico de más de 2500 km^2, de una superficie con cobertura mayoritariamente cuaternaria. Se extiende desde la sierra de Lonco Trapial -sierra de Agnia al oeste, hasta el conjunto de afloramientos del Grupo Lonco Trapial y La Megasecuencia II en los bloque de Los Altares, Ranquinau y La Potranca. Por el norte se puede considerar que se extiende hasta la zona de la sierra de los Pichiñanes y por el sur hasta las mesetas basálticas de sierra Cuadrada.

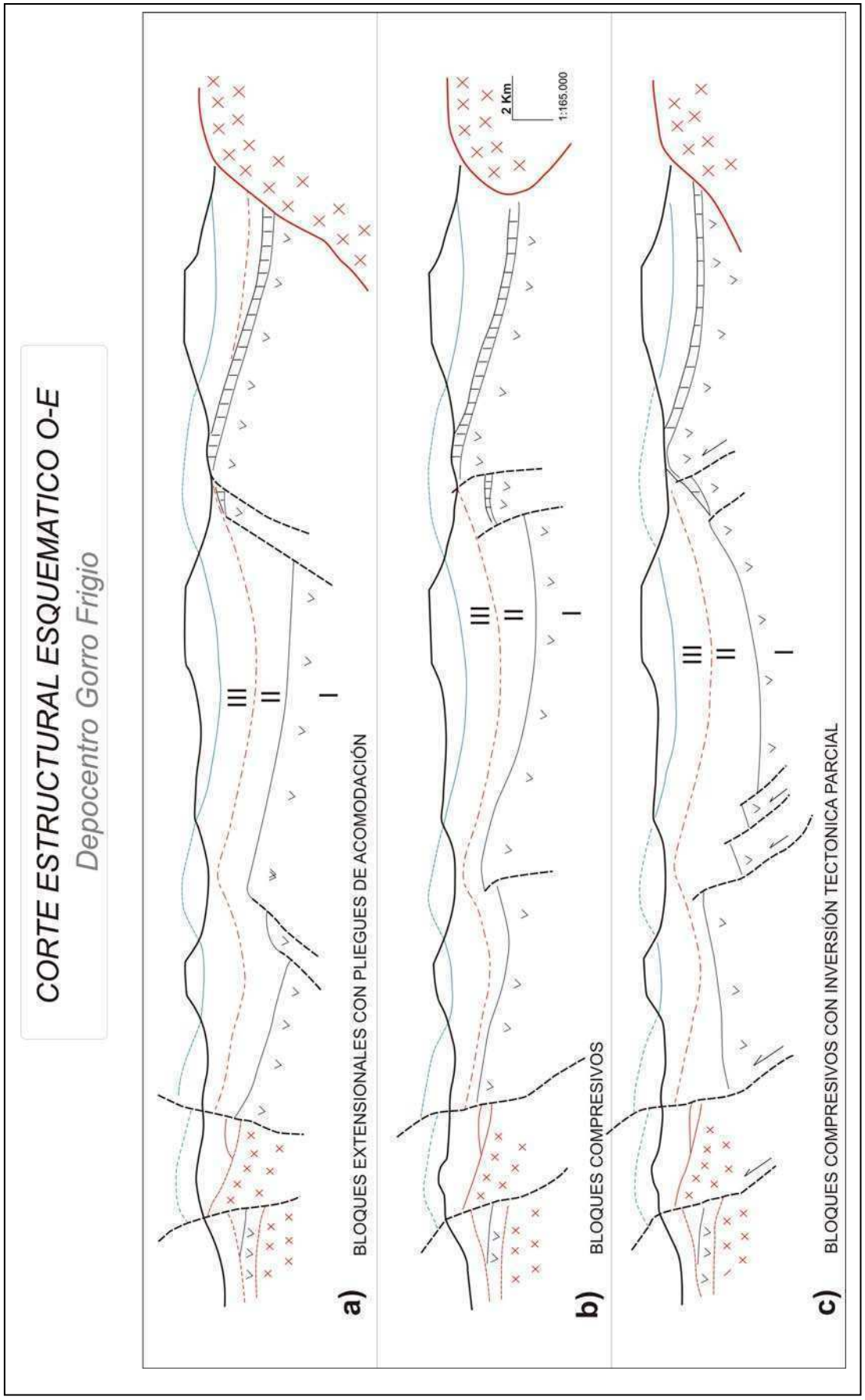


Figura 48. Posibles estilos tectónicos área central norte , Depocentro Gorro Frigio, (Ver ubicación adjuntos 1 y 2).

La formación Cañadón Asfalto aparece bien representada en sus bordes en los perfiles de Cañadón Asfalto- Sauzal (Megasecuencia I y II) y Puesto Silva (Megasecuencia II). En esta zona se observa claramente un estilo de bloques fallados y rotados que por debajo de la discordancia chubutiana se hunden hacia el oeste. En el adjunto 6 se incluye un corte correlacionado realizado en el margen oriental del depocentro donde se preservan parcialmente las intercalaciones de basaltos con calizas (Cerro Cóndor, Cañadón Asfalto) traslapados por la inundación y progradación arenosa de la Megasecuencia II (Cañadón Sauzal, Puesto Silva).La geometría del depocentro es claramente asimétrica, con un borde activo al oeste y pasivo al este. Se considera que el espesor de las Megasecuencias I, II y III en el depocentro pueden superar los 2000 m, completada la columna por la Megasecuencia III que incrementa su espesor y granulometría de este a oeste (figura 25).

Desde el punto de vista estructural un rasgo muy particular es la existencia de un anticlinal (Anticlinal Reyes) en el sector central del depocentro, que afecta a niveles la Formación Los Adobes en superficie, con una vergencia oeste, mientras que en el borde oriental de la Sierra de Agnia aparecen una serie de estrechos anticlinales submeridianos con vergencia opuesta. La interpretación de estas estructuras se presenta en el corte NE de la figura 49, (adjunto 8), donde se combina información de superficie con información de subsuelo de una línea sísmica 2D. En el mismo se observa que la Sierra de Agnia se interpreta como reactivada por una falla maestra con vergencia al oeste, lo que origina el plegamiento de los niveles basales de la Megasecuencia I; que el Anticlinal Reyes se interpreta como inversión parcial de antiguos depocentros mesozoicos, y los anticlinales del borde oriental de la Sierra de Agnia como originados por un *back- thrust* de la falla principal. La edad de esta deformación puede ser datada como solidaria con la Sierra de San Bernardo ya que en el borde suroccidental de la Sierra de Agnia se encontraron niveles plegados terciarios, intercalados con los
basaltos (basalto sub 0 de Groeber, 1942).

V.c. Depocentro de Gastre

Es un bajo geomorfológico elongado de dirección NO de cerca de 1000 km^2 de una superficie con cobertura mayoritariamente moderna.

Se halla limitado por las sierras de Calcatapul y Lonco Trapial al norte y de Taquetrén al sur, constituidas por una serie de bloques graníticos y volcaniclásticos con una conspicua fracturación de dirección N55°O como moda principal y N70°E como secundaria. Sobre los mismos se encuetran fracturados en forma solidaria las calizas y basaltos de la Formación Cañadón Asfalto (inferior)

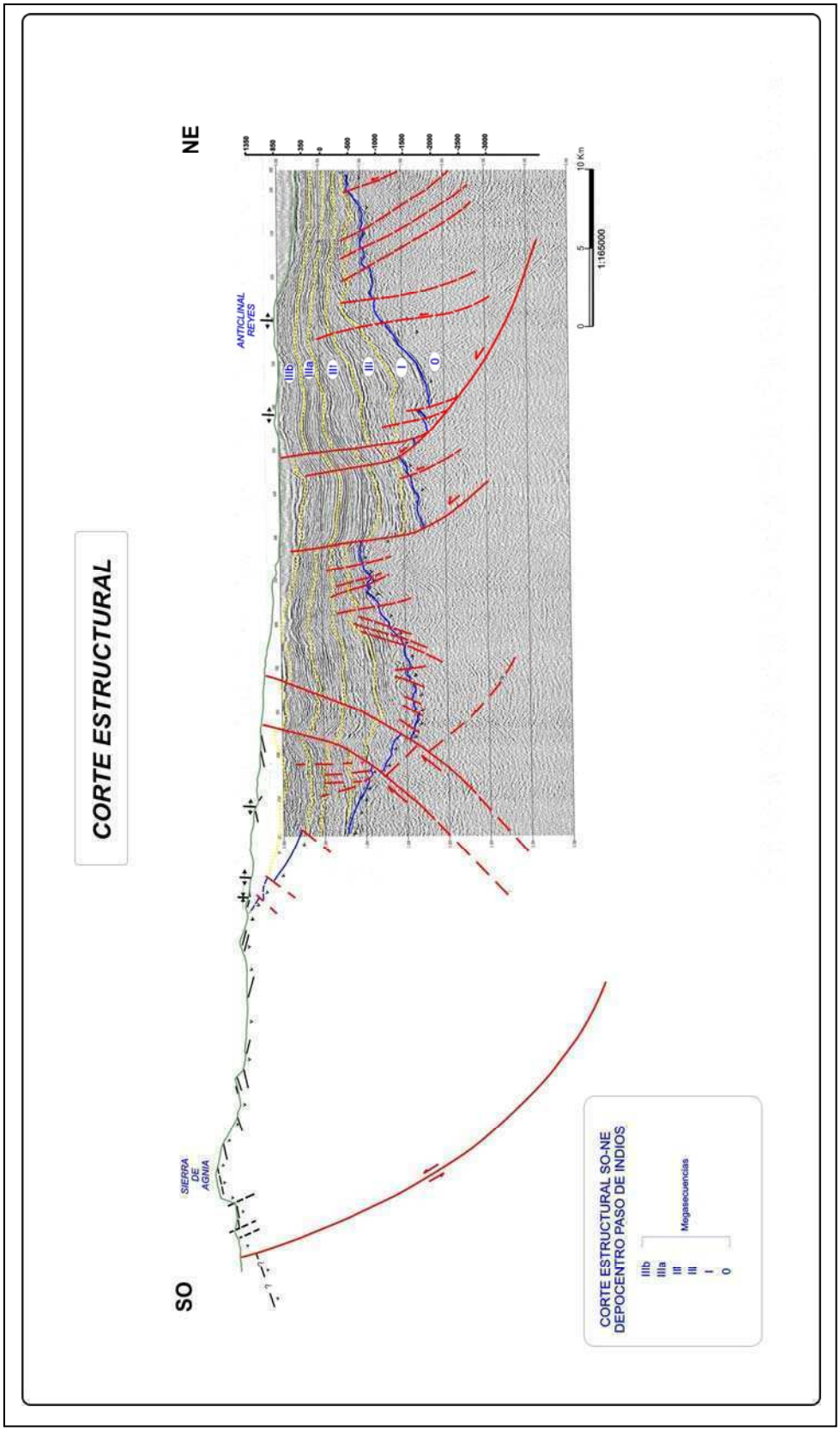


Figura 49. Corte estructural NE del depocentro Paso de Indios (ver ubicación adjunto 2).

traslapando sobre los minidepocentros creados por la inundación y progradación arenosa de la Megasecuencia II. Los perfiles más completos son los de Puesto Torres, Puesto Pereyra, Yanquetruz, y Portezuelo (adjunto 7).

La primera dirección (N55°O) es la que presenta mayor actividad recurrente en el tiempo y ha sido la generadora de la cubeta que presenta su borde activo hacia el sudoeste y el flexural la noreste. Como se ha discutido anteriormente el sistema de falla de Gastre de esta orientación, ha sido interpretado como un sistema principal transcurrente dextral, asociado con el emplazamiento de las suites graníticas subvolcánicas y relacionado con la fase de rift temprano durante la ruptura de Gondwana (Rapela y Pankhurst, 1992). A pesar de relativizarse aquí su comportamiento de megatraza se reconoce su importancia en la generación de espacio a escala local-regional y se remarca su incidencia en el control sedimentario del depocentro.

El fallamiento ENE, aunque subordinado, muestra importancia en la acomodación de espacios, con un estilo extensivo, con desplazamientos laterales menores asociados.

La reactivación e inversión tectónica ha sido aquí también importante. En la dirección submeridiana, se observan evidencias de una fuerte compresión terciaria Post-Salamanquense. Este esfuerzo de dirección E-O, invierte o corta los lineamientos anteriores, produciendo la exhumación de los bordes occidentales de las sierras de Taquetrén y Jalalaubat y la aparición de fallas tipo *back-thrust* en el borde oriental de las mismas. En el corte esquemático de la figura 50 se muestra la situación actual y una reconstrucción palinspástica al tiempo pre-chubutiano. Los niveles más jóvenes que se observan afectados corresponden a la Formación Paso del Sapo en el borde occidental del depocentro en una zona de falla que puede ser considerada como la continuación de la falla del Valle Medio del río Chubut a pesar del cambio de rumbo de la misma en la zona de Paso del Sapo.

V.d. Depocentro de Gan Gan

Es un bajo geomorfológico con cobertura moderna y en gran parte basaltos terciarios, pero con importantes afloramientos de las Megasecuencias I, II y III bien representados en los perfiles de Estancia Fossatti, El Serrucho y Estancia. Santana.

Sus límites al oeste son claros contra las sierras del Buey y Jalalaubat que sería el antiguo borde activo, pero hacia el noreste la columna se pierde más allá de la localidad de Gan Gan, por

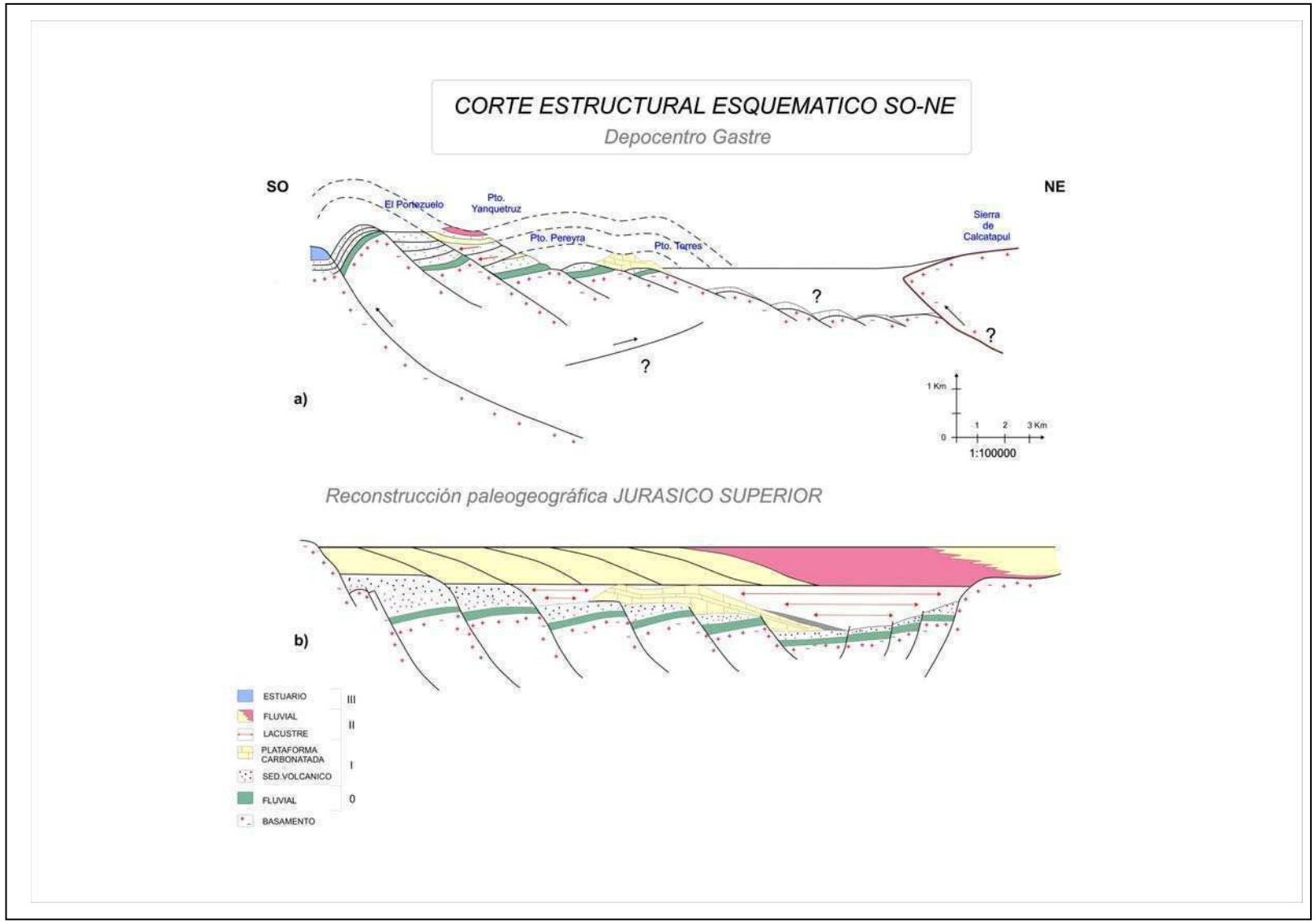


Figura 50. Esquema estructural SO-NE del depocentro Gastre: a) estructura actual, b) reconstrucción palinspástica.

debajo de los basaltos de la Meseta de Somuncurá, por lo que no puede apreciarse con información de superficie. Sin embargo por analogía con los depocentros anteriores y por la columna preservada de la Megasecuencia II que tiene más de 1.500m, se considera que debe haber sido el depocentro más importante en extensión y en subsidencia.

Otro elemento a destacar es la vergencia al este de la falla del Serrucho, ubicada en el borde oriental de la Sierra de Taquetrén que afecta por lo menos a los niveles salamanquenses, y que parece ser también un *back-thrust* de una falla principal que levantó y desplazó este bloque con su continuación en Jalalaubat hacia el oeste. De esta manera se estaría repitiendo el mismo esquema que en los depocentros de Gastre y Paso de Indios, con un sistema de inversión tectónica de una edad terciaria temprana.

Un intento de graficar este estilo se observa en el esquema de la figura 51, de orientación aproximada NNE y de escala regional, que muestra el aspecto idealizado de los depocentros invertidos de Paso de Indios, Gorro Frigio y Gan Gan así como su posible continuación hacia el noreste por debajo de la meseta volcánica de Somuncura. Cada uno de estos depocentros con fallas principales con vergencia al occidente resuelven la compresión con fallas de tipo antitética o desplazamiento lateral en los bordes inicialmente activos de los depocentros durante la generación de la subsidencia. En los márgenes pasivos la deformación es mucho menor, aunque antiguas zonas de transferencia entre depocentros pueden reactivarse con fallas de tipo *trap-door* o desplazamiento lateral.

V.e. Depocentro del Valle de General Racedo

Es el de carácter más especulativo de los cinco descriptos. Se extendería desde la Sierra. de Ranquinau al oeste, hasta la zona de Estancia Mirasol al este, y desde la zona de Cerro Parva al norte hasta el bloque de Cerro León al sur. Es un bajo geomorfológico con cobertura principalmente chubutiana compuesta Megasecuencia III, aunque aparecen saltuariamente algunos afloramientos de sedimentitas y basaltos terciarios. La presencia de la Fomación Cañadón Asfalto (*sensu lato*) se verifica en pequeños afloramientos en la zona de Sierra de los Paz (Nakayama, 1974). Si bien el conocimiento estructural de esta zona es muy limitado debido a los escasos afloramientos, se ha podido detectar una estructura de tipo *trap-door* (anticlinal de Huanimán) en su extremo noroccidental y suaves flexuras en la Megasecuencia III en las cercanías del arroyo Perdido. Se supone por la configuración de los bloques que lo limitan que tendría una polaridad opuesta a los depocentros anteriores.

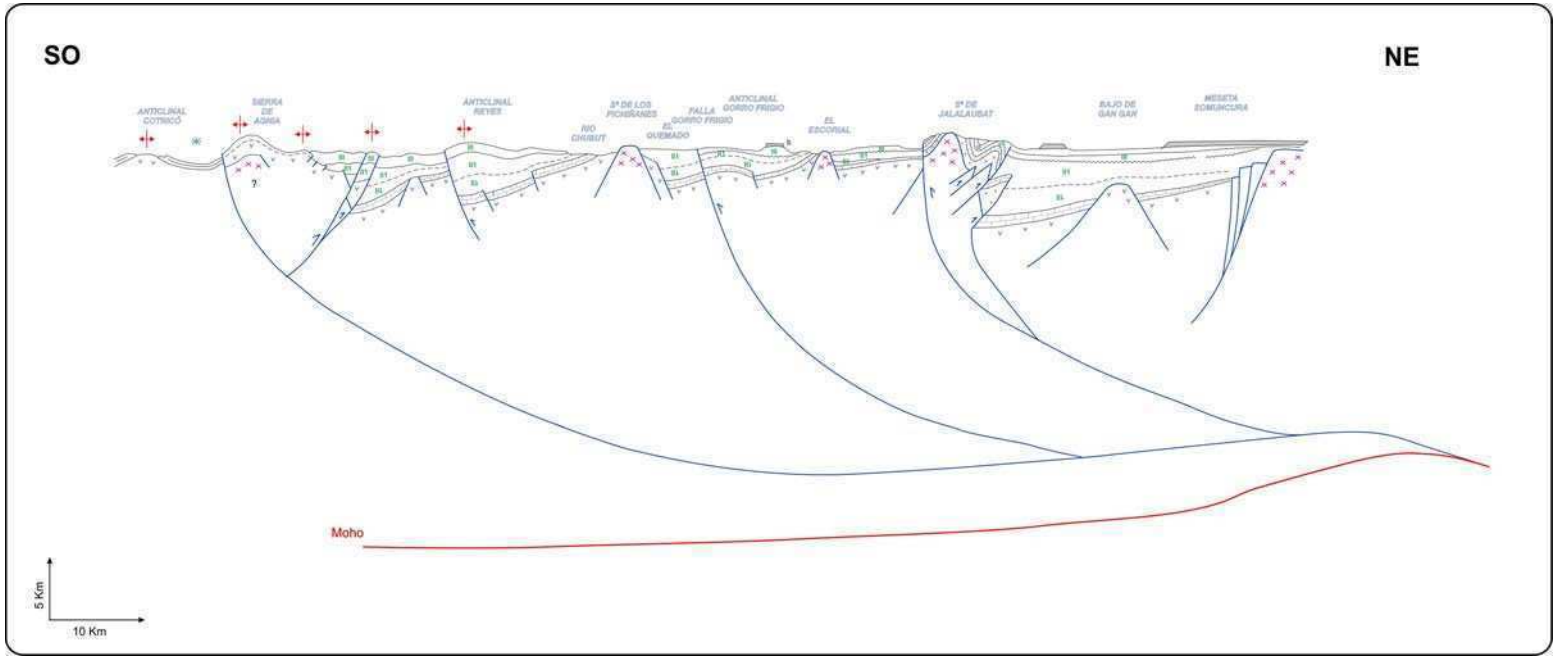


Figura 51. Esquema estructural hipotético depocentros Paso de Indios, Gorro Frigio y Gan Gan.

CAPITULO 4

EVOLUCION DE LA CUENCA

La historia de la cuenca de Cañadón Asfalto se presenta compleja y extensa. Sin embargo, dilucidar la misma es importante, no sólo para su entendimiento y estudio, sino también para el de otras cuencas aledañas (San Jorge, Neuquina, Ñirihuau, Río Mayo y Río Senguerr), ya que **aquí** como en **ningún otro lado**, aparece un conjunto aflorante de elementos estratigráficos y estructurales tan antiguos y completos de la región, que en las otras cuencas ha sido encontrado sólo en perforaciones o líneas sísmicas.

Hay dos etapas fundamentales en la evolución de la cuenca. Una es su **génesis**, cuyo origen se relaciona necesariamente con el rifting que afectó al supercontinente de Gondwana durante el Triásico y Jurásico Temprano. El otro gran evento, es su **deformación** de carácter compresivo o transpresivo, que si bien puede haber tenido varios pulsos, presenta su punto máximo durante el Neógeno.

Trataremos entonces de explicar en forma simple los **rasgos tectosedimentarios principales** que hemos observado durante nuestro trabajo en la zona. Partiendo de la hipótesis de que estos rasgos corresponden a la existencia de antiguos hemigrábenes plantearemos un modelo de desarrollo evolutivo modificado de Scott y Rosendahl (1989). Se han adaptado al mismo las dimensiones de los depocentros, los espesores, cortejos sedimentarios y los eventos diastróficos reconocidos en la zona. Habiendo identificado los lineamientos longitudinales NO como paralelos al borde de cuenca, los diagramas adjuntos son cortes transversales en dirección SO-NE. Hay que comprender que es un esquema idealizado integrado, ya que cada hemigraben puede tener particularidades en cuando a la polaridad del fallamiento, subsidencia y relleno. Estas etapas pueden coincidir parcialmente con las descriptas por Fitzgerald *et al.* (1990) para la cuenca del Golfo. La comparación con ellas, que a su vez han sido ajustadas a la carta global de Haq *et al.* (1987), es interesante aunque sea arriesgada, ya que resulta el trabajo integrador más completo de una zona aledaña de historia análoga.

En la **Etapa I** (extensión incipiente, figura 52) durante un período de extensión inicial, se produce el adelgazamiento de la corteza, constituida por las rocas descriptas como **basamento** en el capítulo de estratigrafía. Se generan las primeras cubetas de muy bajo relieve. El relleno sedimentario está constituido por depósitos fluvio-deltaicos, con ciclos de barras y canales de areniscas arcósicas, con participación tobácea y calcárea, cuyo registro se dispone en no concordancia sobre ese basamento en los alrededores de la Sierra de Taquetrén. Esta unidad descripta como la Formaciones Las Leoneras es

atribuída por Nakayama (1972 a) al Jurásico Medio. En otras zonas más al sudoeste existen depósitos marinos contemporáneos como la Formación Osta Arena. Por eso se asigna para esta etapa una edad Triásica Tardía- Jurásica Temprana, atribuyéndose a los movimientos iniciados con la ruptura de Pangea.

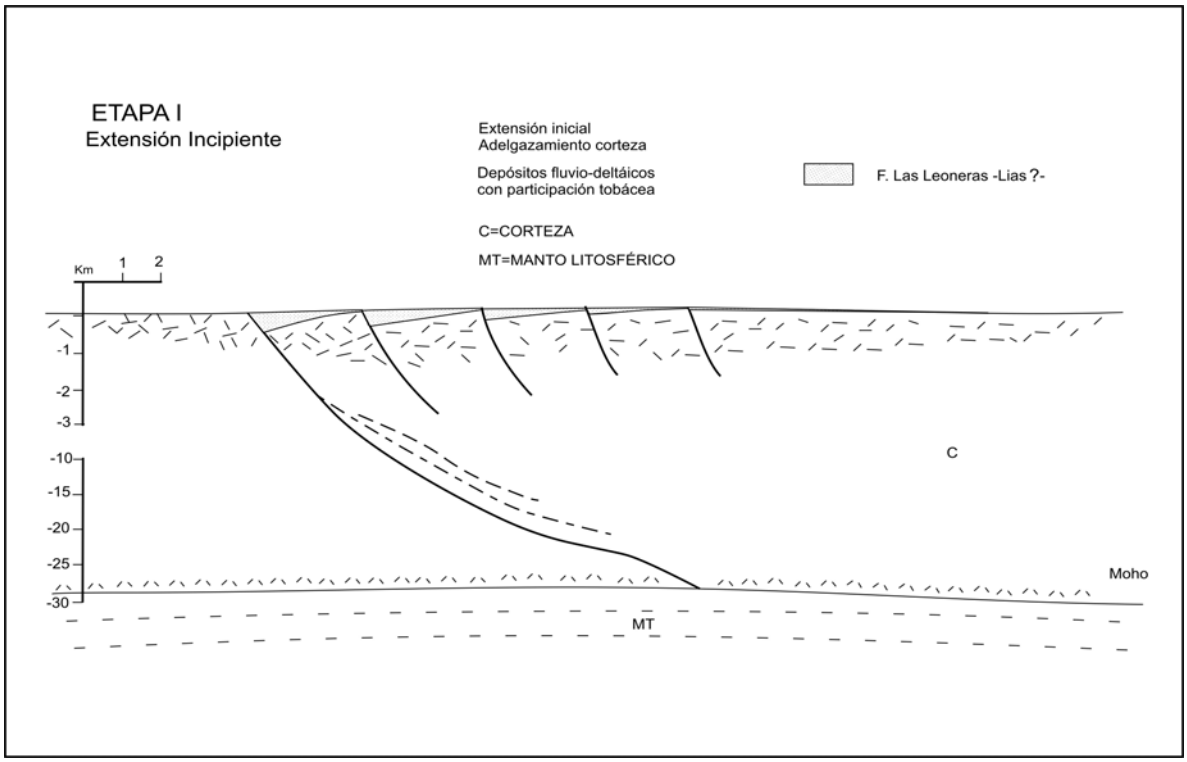


Figura 52. Esquema de la etapa de extensión incipiente.

Durante la **Etapa II** (hemigraben juvenil, figura 53) se produce el desarrollo de grábenes asimétricos con bloques fallados y rotados que inclinan principalmente en la misma dirección que el borde original de la cubeta (puede desarrollarse hacia uno u otro sentido). Se produce una zona de despegue a través de la corteza. La atenuación de la misma y la fuerte subsidencia produce el clímax que origina los gruesos depósitos volcaniclásticos del Grupo Lonco Trapial. En la base de esta secuencia se encuentran los bloques de granito de hasta 2 o 3 metros de diámetro. Posteriormente se producen efusiones basálticas a basandesíticas, que pueden alcanzar varios centenares de metros de espesor. Entre esos pulsos extrusivos comienza la depositación carbonática en **forma transicional** intercalándose entre las coladas basálticas (perfles Cañañadón Basalto, Sauzal, Puesto El Quemado) mostrando la coexistencia y relación genética de ambos eventos. Concluye el episodio con una etapa de relativa tranquilidad, con el desarrollo de prismas carbonáticos más espesos en el borde de los bloques, aunque la continuidad de cierta actividad tectónica está evidenciada en las intercalaciones epiclásticas que se observan en forma

más frecuente cercanas a los borde activos de los bloques (perfiles Puesto Torres, y Cerro Bandera). Las variaciones del nivel de base local, generadas por la expansión y contracción de lagos, controlan el mayor desarrollo de crecimientos biohermales algáceos durante niveles altos, y prismas epiclásticos arcósicos durante estadíos de nivel bajo (Formación Cañadón Asfalto Inferior basalto y calcáreo). Este conjunto ha sido descripto como **Megasecuencia I** y representa el registro de eventos ocurridos durante el Jurásico Medio a Tardío, coincidiendo con la fase del **rift temprano** de Fitzgerald *et al.* (1990) en la Cuenca del Golfo San Jorge.

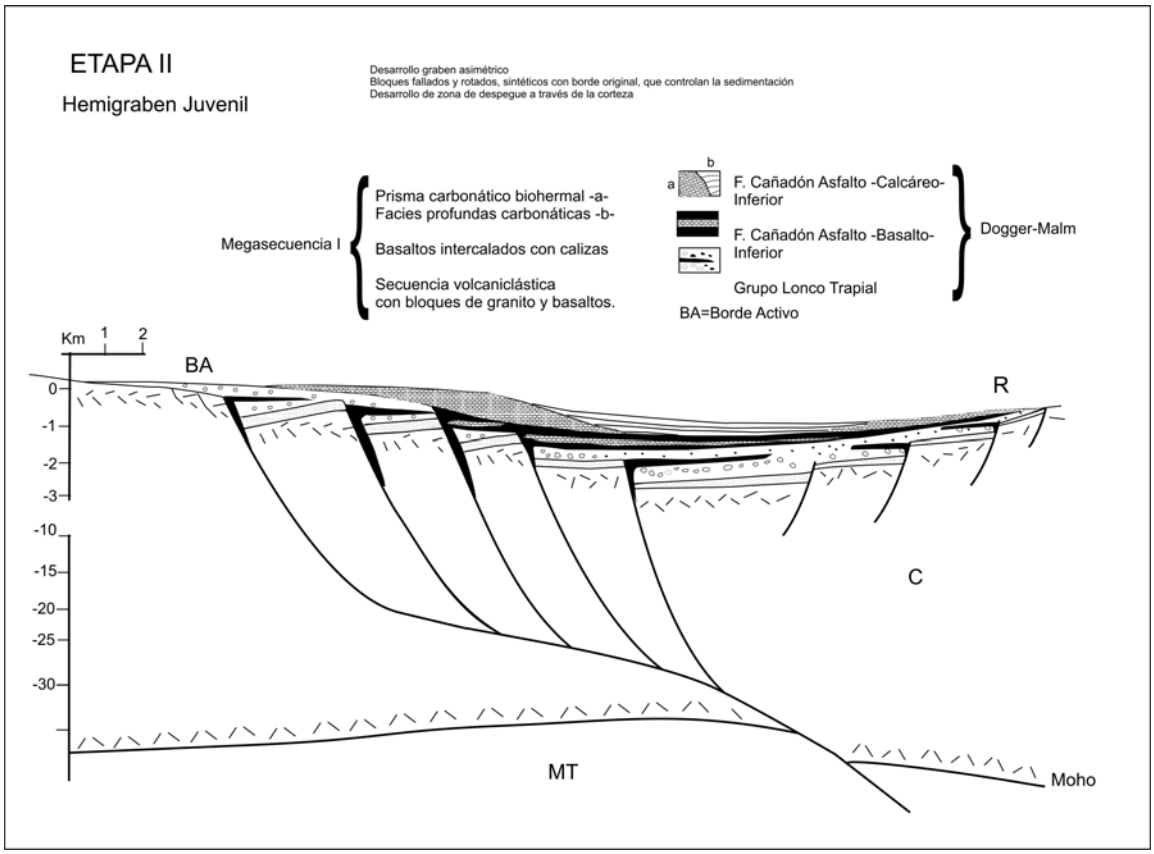


Figura 53. Esquema etapa hemigraben juvenil.

En la **Etapa III** (hemigraben maduro, figura 54) se desarrolla una fuerte asimetría del graben, se reactiva el fallamiento y rotación de bloques afectando en forma solidaria a toda la Megasecuencia I y dando origen a la discordancia angular en la base de la Megasecuencia II. En las zonas más profundas se depositan flujo de detritos gruesos (perfil Puesto El Quemado), cercanos a los bordes de los bloques, durante un cortejo sedimentario inicial de nivel bajo. La cuenca luego se encuentra **hambrienta** ya que el aporte parece ser mucho menor que la generación de espacio. Cuando esta generación de espacio se detiene, se produce un cortejo de nivel alto inundando las cubetas con pelitas negras ricas en material orgánico y en cuyos estadíos superiores encontramos las capas fosilíferas con ***Luisella inexcutata***

Bochino, que corresponderían a una superficie de máxima inundación. Posteriormente un cortejo progradante fluvio-deltaico (Formación Cañadón Asfalto Superior o Formación Cañadón Calcáreo) completa el relleno del espacio generado en este evento y comienza a integrarse el sistema entre los distintos depocentros. Mecanismos análogos de generación de espacio y aporte disponible han sido descriptos en la cuenca triásica cuyana por López Gamundi y Astini (2004) para explicar el control ejercido por la tectónica sobre la arquitectura de facies y el relleno sedimentario. El ciclo completo se extendería desde el Jurásico Superior hasta el Neocomiano? y la discordancia basal puede atribuirse a la reactivación tectónica extensional. Esta etapa ha sido descripta por Fitzgerald *et al.* (1990) como de **rift tardío**.

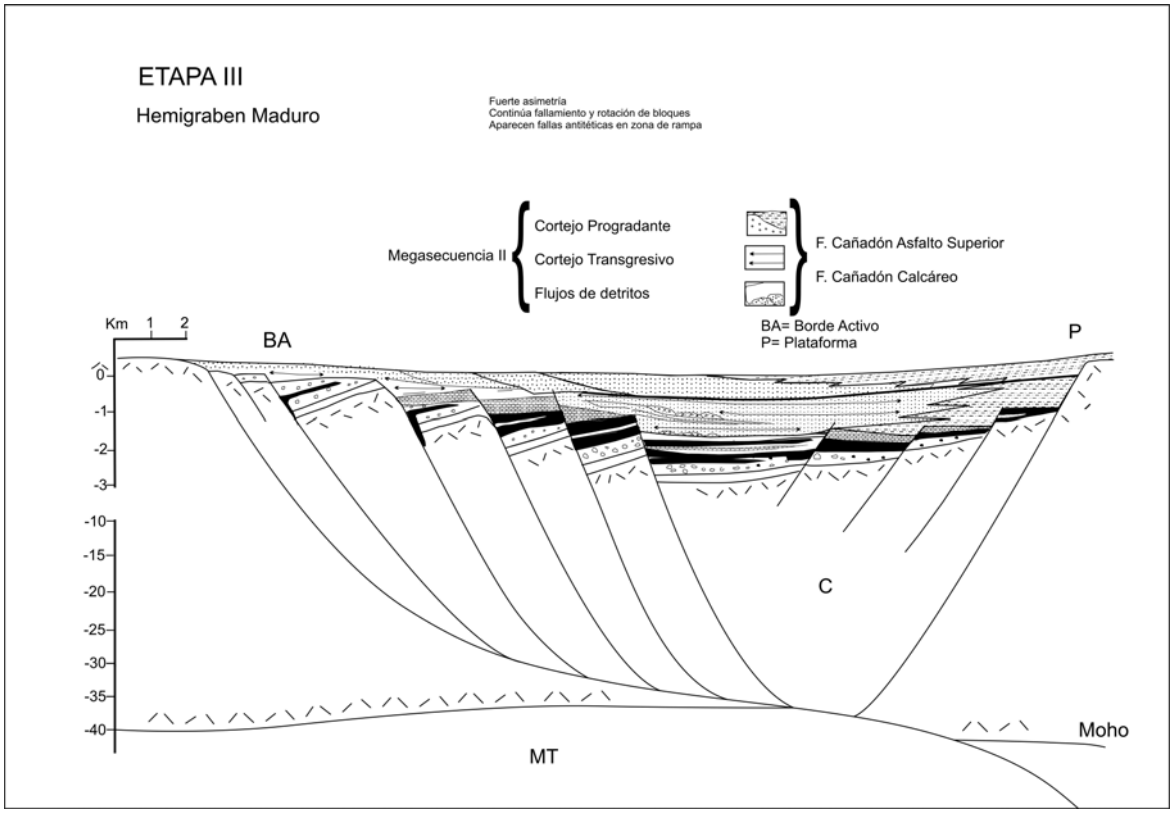


Figura 54. Esquema de la etapa de hemigraben maduro.

Durante la **Etapa IV** (reactivación y subsidencia termal, figura 55) se reactiva principalmente el fallamiento en el borde opuesto de la cubeta, o incluso en nuevas direcciones, pudiendo adquirir un aspecto de graben completo. En los bordes hay inicialmente rotación de bloques y cuñas clásticas. En el centro de la cubeta aparecen bloques libres que posteriormente pueden convertirse en una zona de acomodación. Bloques como el de la Sierra de Pichiñanes se encuentran en esta situación. El aporte

compensa en general la generación de espacio. Los depósitos de la Formación Los Adobes (Barremiano?) son el registro de esta etapa. En especial los bruscos cambios de espesor y rápido pasaje lateral de facies (perfiles de Cerro Fortín, Los Adobes, Arroyo El Pajarito, Estancia Santana) muestran el importante control tectosedimentario sobre esta unidad. Comienza esta sección con barras gravosas gruesas de bajadas aluvionales proximales que rellenan depocentros aislados (Miembro Arroyo El Pajarito) y termina con facies fluviales meandriformes que poseen un drenaje integrado con paleocorrientes consistentes de sentido noreste-sudoeste (Miembro Bardas Coloradas). En un evento difícil de separar, ya que existe una relación de paraconcordancia regional, continúa una etapa de subsidencia térmica, y se desarrolla un ciclo piroclástico muy importante que formalmente se describe como Formación Cerro Barcino (Aptiano-Campaniano?), que se inicia por las tobas verdes del Miembro Puesto La Paloma, niveles lacustres que marcan una nivelación y colmatación de la cuenca y que por su extensión y regularidad es un excelente nivel guía, y que culmina con el también tobáceo pero con mayor participación epiclástica del Miembro Cerro Barcino. Corresponderían a las fases de ***sag* temprano y tardío** de Fitzgerald *et al.* (1990).

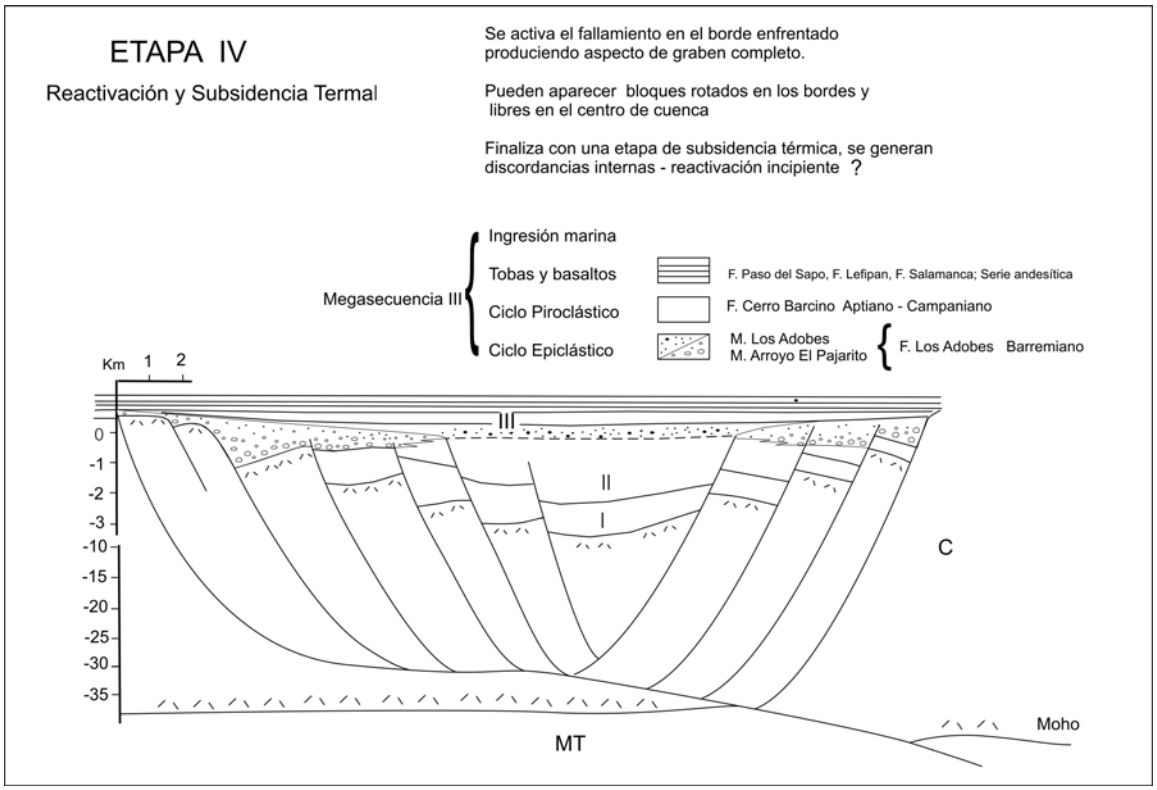


Figura 55. Esquema etapa reactivación y subsidencia termal.

Entre la culminación de esta etapa y la definición de la posterior, se registró el ingreso del mar Campaniano-Daniano? (Formaciónes Paso del Sapo, Lefipán y Salamanca) y la depositación de tobas y

basaltos de la Serie Andesítica (Feruglio, 1949) (Eoceno-Oligoceno?). El menor control sobre estas unidades nos lleva a incorporarlas por el momento a una fase póstuma de la cuenca, previa a su deformación principal. La existencia entre ellas de suaves discordancias angulares y bruscos cambios ambientales, exige un mayor estudio de los mismos.

La **Etapa V** (inversión tectónica, figura 56) es evidentemente la más conflictiva pese a ser la más reciente. Se sobreimpone un **esfuerzo compresivo** sobre las cubetas existentes. Algunas fallas se reactivan y otras no. Hay zonas de deformación máxima y otras de aparente tranquilidad. El fallamiento reactivado puede presentar diseño de bloques compresivos con rechazos netamente inversos o responder a un modelo de desplazamiento lateral. Además aparecen fallas compresivas que no responden a la orientación de la estructuración previa y que incluso la corta. Esta aparente anarquía, que genera la coexistencia de dos estilos distintos, puede explicarse con el concepto de reactivación tectónica descrita claramente en los trabajos de Letouzey (1990). Según este autor la orientación de una falla preexistente respecto a un campo de esfuerzos, es el parámetro de mayor importancia en los procesos de reactivación de fallas e inversión estructural.

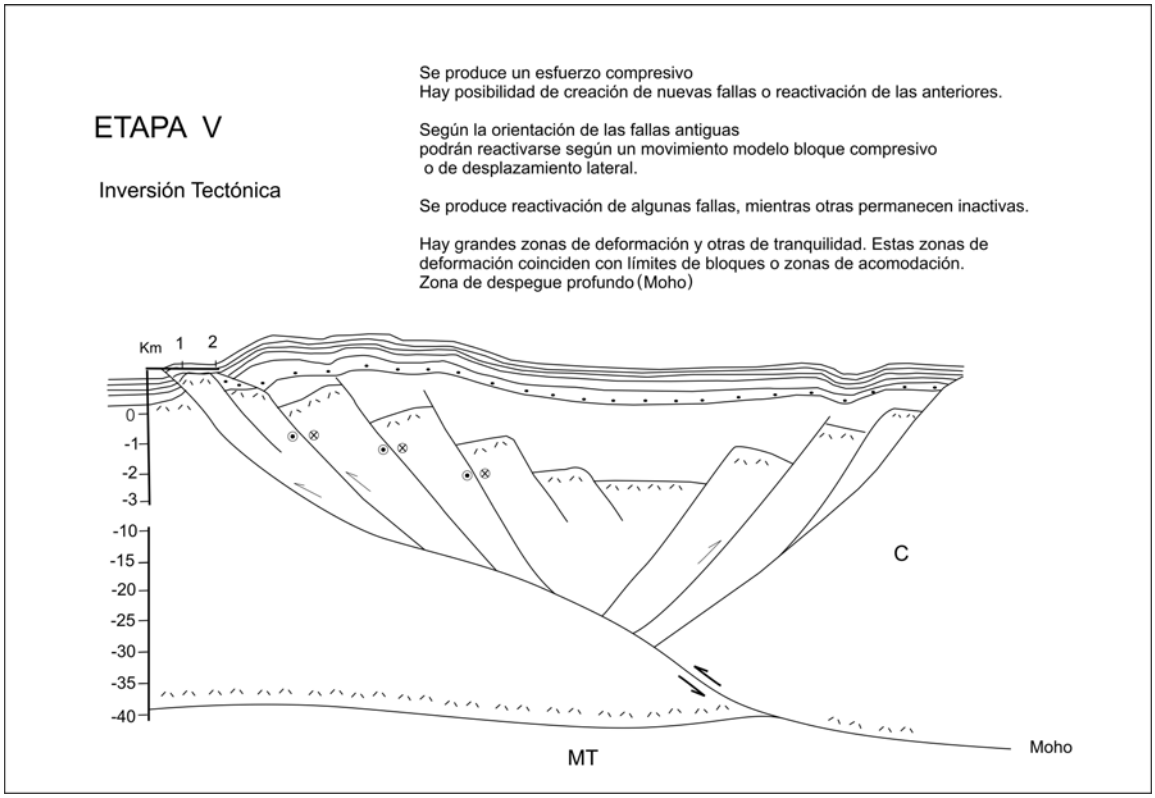


Figura 56. Esquema de la etapa de inversión tectónica y desarrollo de una cuenca de antepais fragmentado.

De esta manera la orientación de ese plano de falla previo en relación con el eje de esfuerzo principal regional, y la suma del acortamiento, controlarán ya sea la **no reactivación** de ese plano, o su **reactivación** con desplazamiento inverso u oblicuo. Durante este proceso, los sedimentos en los bloques colgantes de las fallas reactivadas, son plegados y transportados. De esta forma los anticlinales originados pueden coincidir con los depocentros de la etapa de hemigraben.

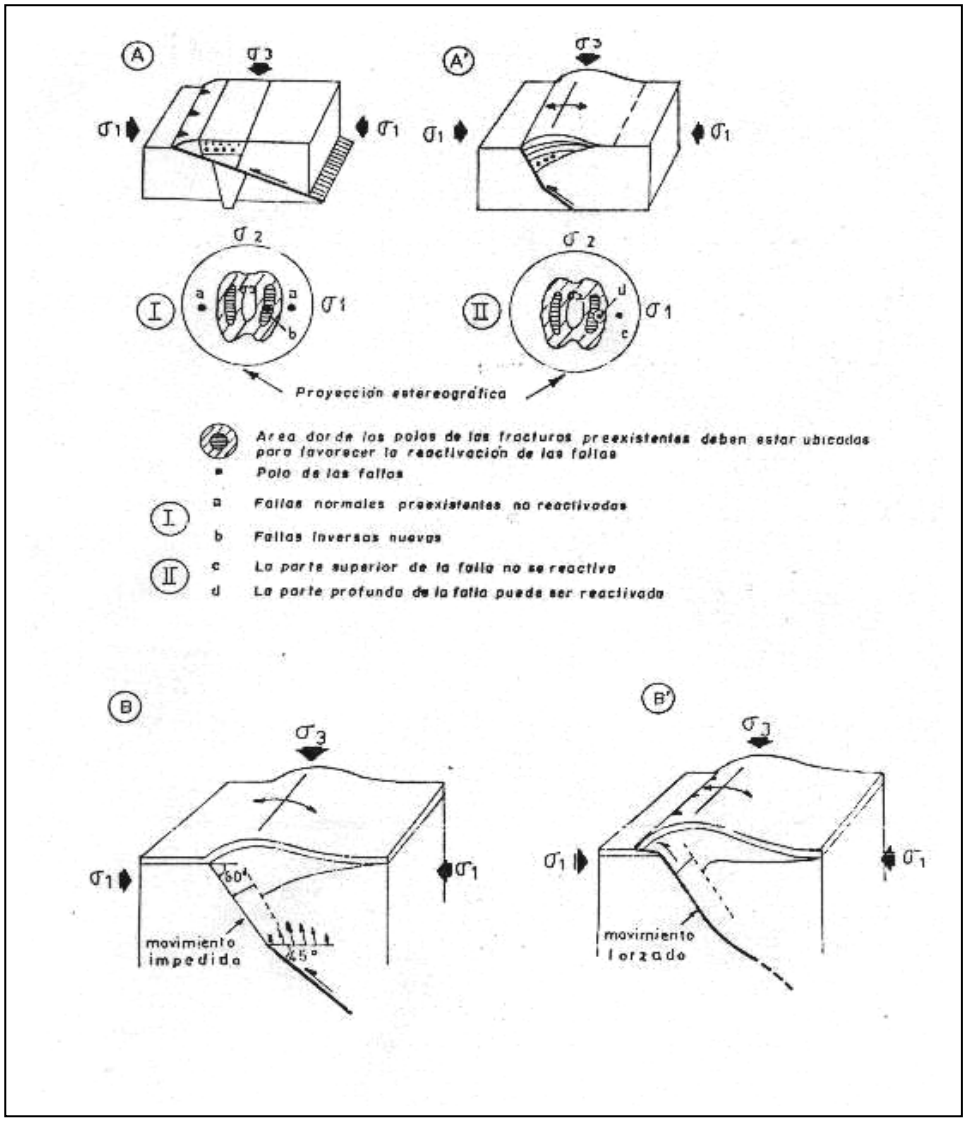


Figura 57. Modelos inversión tectónica. (basados en Letouzey, 1990). Véase explicación en el texto.

En la figura 57 se observa la reactivación en un régimen tectócnico compresivo. Caso (A), graben preexistente limitado por fallas normales que inclinan 60º y son perpendiculares a σ 1. Al no estar favorablemente orientadas para parámetros usuales de fricción y esfuerzo, se crearán nuevas fallas inversas con inclinaciones entre 20º y 35º. Caso (A'), para una falla normal no planar, la parte profunda con inclinación de 45º no está lejos de las condiciones óptimas para la reactivación. En

contraste, la parte somera de la falla que es de alto ángulo podrá difícilmente ser reactivada. Caso (B), es el caso de un hemigraben limitado por una falla con inclinación de 60º a 70º, en niveles superiores y de 45º en profundidad. En esa zona los valores de inclinación permiten que pueda reactivarse pero el movimiento se ve impedido a niveles superiores. Se produce entonces la inversión por pandeamiento y plegamiento del plano de falla. Caso (B'), con un incremento del acortamiento, el movimiento pasa a ser forzado en niveles superiores del plano de falla. Así mismo, la mecánica de reactivación de fallas permite suponer que la reactivación por compresión de fallas de alto ángulo, puede originar segmentos de grandes fallas de desplazamiento de rumbo.

En este estilo estructural, las fallas normales con un alto ángulo con respecto a σ 1 (esfuerzo máximo compresivo) no pueden ser reactivadas fácilmente por compresión. Hay dos posibilidades entonces para que estos se reactiven con éxito. Una de ellas es que las fallas normales hacia profundidad se horizontalicen cada vez más, existiendo una zona de despegue profundo. Esto facilitaría la compresión en niveles superiores. La otra es un adecuado ángulo oblicuo entre el rumbo de estas fallas y σ 1, lo que origina un régimen de desplazamiento de rumbo (figura 58).

En nuestra zona en particular, las denominadas fallas submeridianas, que se han descripto como aquellas fallas compresivas que no responden a la estructuración previa, y que afectan hasta niveles del Terciario Inferior, poseen un rumbo perpendicular al eje de esfuerzo (máximo σ 1). Esto sugiere que el esfuerzo compresivo que actuó durante los movimientos andinos, tuvo una orientación O-E. El fallamiento previo, se reactivó o no según su orientación con respecto a ese esfuerzo, además de la cantidad de acortamiento total. Varias de estas fallas longitudinales parecen haberse reactivado con desplazamiento lateral, siendo el caso más sobresaliente el del Valle Medio del río Chubut, que genera un sistema de fallas y pliegues asociados del cual ya se ha hablado extensamente. Esta falla tiene además una importante componente vertical, cuya mayor expresión se observa entre el Cerro Gorro Frigio y Paso del Sapo. En otros casos encontramos evidencias de bloques compresivos con desplazamientos laterales secundarios, caso del Anticlinal de Huanimán. En muchos otros casos no se observan evidencias de reactivación.

En las figuras 59, 60, 61 y 62 (adjuntos 10 a, b y 11 a, b) se ha intentado esquematizar la factibilidad del modelo de generación de espacio inicial a escala regional. Para ello se ha seleccionado el modelo de cizalla simple de Wernike (1985) que permite realizar algunas analogías y paralelismos con respecto a ciertos rasgos observados en todos los cortes estructurales y esquemáticos generados para cada uno de los depocentros identificados.

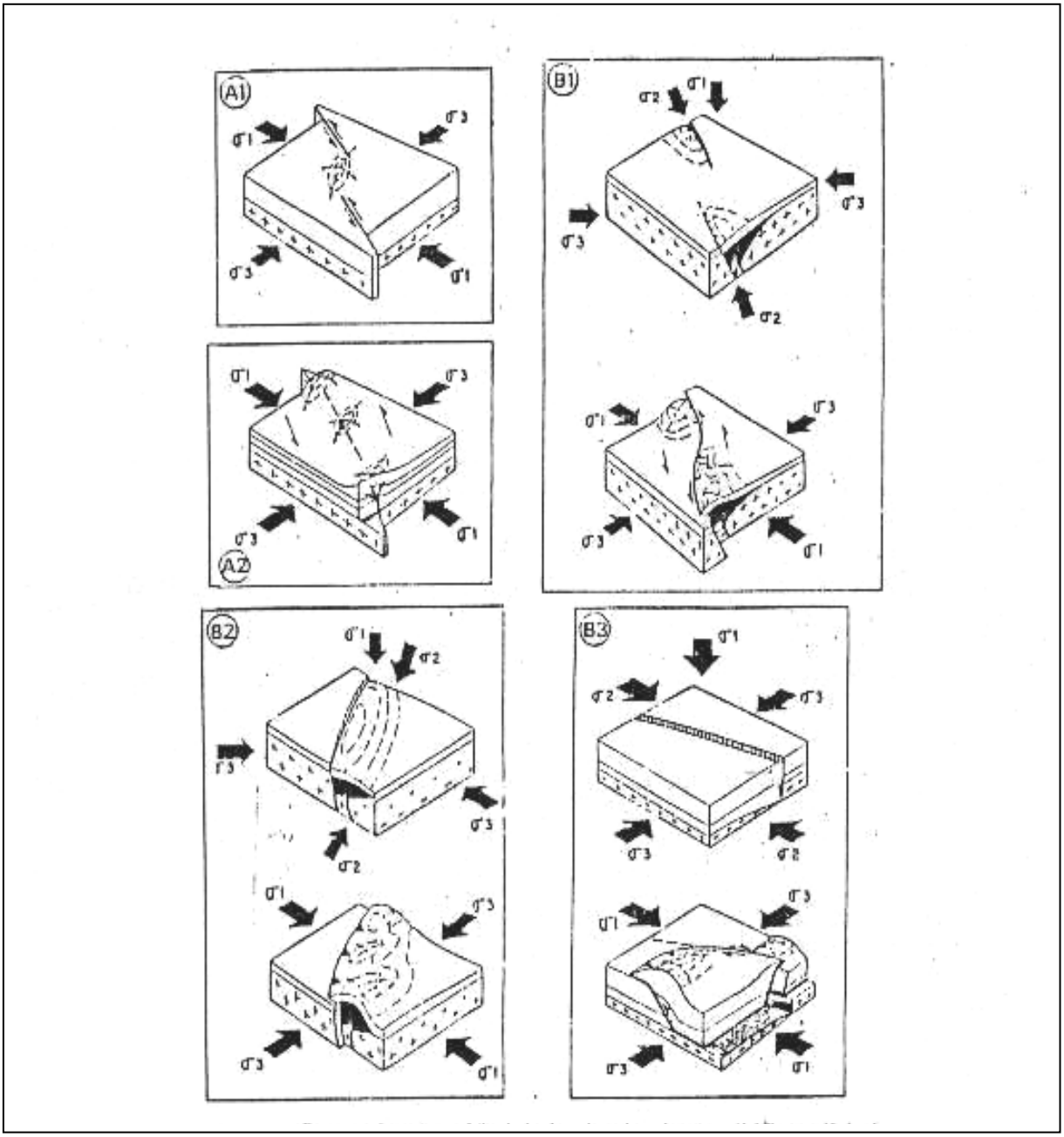


Figura 58. Modelos de inversión tectónica normal u oblicua (basados en Letouzey, 1990).Estructuras formadas por fallas de desplazamiento de rumbo nuevas: A1) transpresión local entre dos fallas de desplazamiento de rumbo. A2) estructura en flor por desplazamiento de rumbo de falla del basamento. Estructuras formadas por reactivación de fallas existentes: B1) el desplazamiento de rumbo puede unir dos fallas inicialmente desconectadas. B2) la compresión oblicua genera anticlinales *en echelon* sobre el depocentro anterior. B3) rampa lateral producida por la reactivación de una falla preexistente.

Estos rasgos son:

1) Fallamiento para generación de cuenca en general sintético, en este caso buzando al noreste.
2) Fallas de alto ángulo en superficie pero lístricas y de bajo ángulo en profundidad, concepto interpretado en base a información de subsuelo.
3) Estas fallas se juntan en una falla maestra raíz (*detachment*) que atravesaría toda la litósfera y generaría un adelgazamiento en la misma permitiendo el ascenso relativo de la astenósfera en esta zona.
4) Siguiendo la nomenclatura de Wernike (1985), se pueden identificar una potencial zonación de oeste a este (A, B, C, D, y E) desde la zona indeformada más allá de la actual Sierra de Paso de Indios al occidente hasta una posible culminación topográfica en la meseta de Somuncurá.
5) La zona de mayor adelgazamiento cortical y subsidencia siguiendo este modelo, se encontraría a la altura del depocentro de Gan Gan.
6) Más hacia el este deberían existir una serie de fallas antitéticas al sistema principal y delimitando la zona de extensión de la corteza superior.

La principal diferencia entre las dos posibilidades planteadas radica en la interpretación acerca de si la mayoría los altos basamentales que se observan en superficie (Sierra de los Pichiñanes, La Manea, El Escorial, Sierra de Jalalaubat, etc.) son representativos de bordes flexurales de depocentros independientes exhumados por la erosión actual, generados y rotados por la acción del fallamiento sintético con la falla maestra principal (posibilidad a), o son originados por un estilo de tipo de horst y grábenes , con un sistema de fallas anastomosado y antitético a la falla maestra principal (posibilidad b). La primer alternativa es la que se considera más probable, esencialmente por las evidencias de las inclinaciones de los niveles aflorantes en superficie, y por la información de subsuelo que se presenta en la figura 49, aunque podría haber también una coexistencia de ambos estilos en algunos sectores de la cuenca.

De esta manera podríamos relacionar todos los depocentros identificados (Paso de Indios, Gorro Frigio, Gastre y Gan Gan) con la evolución de un mismo evento, y una zona de falla maestra común, estando el límite occidental de la extensión principal (*breakaway*) al oeste de la Sierra de Agnia, la zona de la corteza más adelgazada se encontraría en el depocentro de Gan Gan, debiendo existir un límite de la extensión de la corteza superior en una zona más oriental , área actualmente cubierta por los basaltos de la meseta de Somuncura.

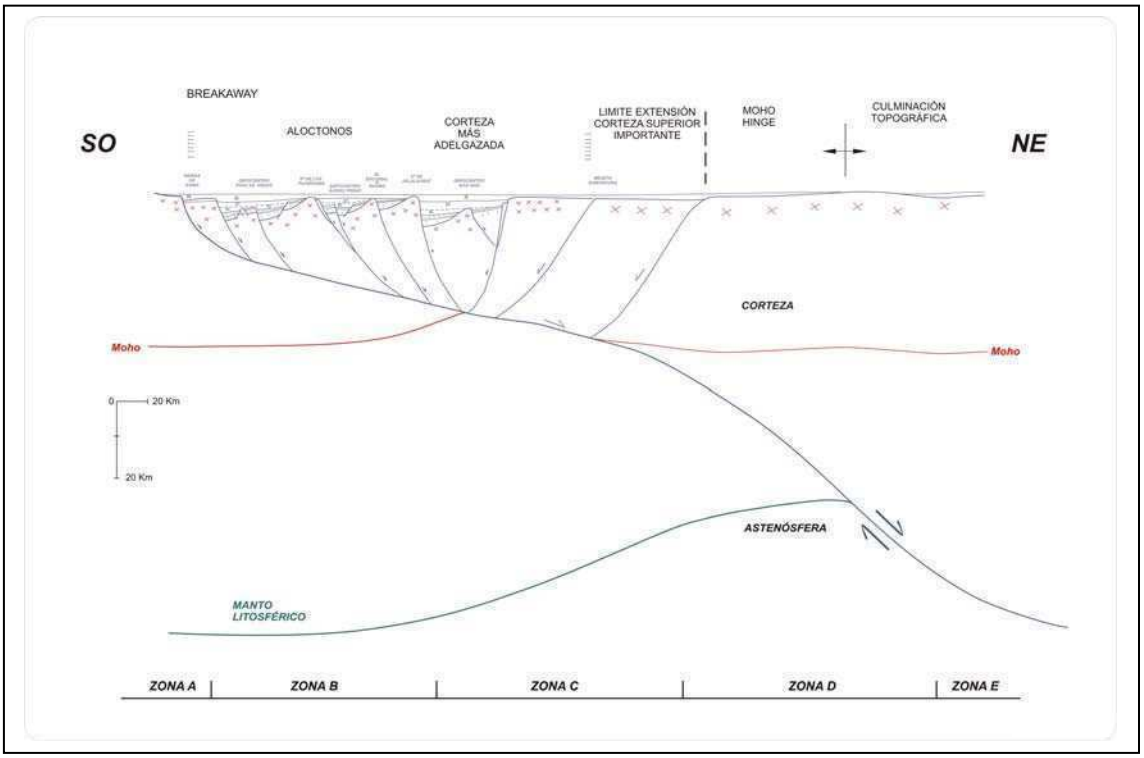


Figura 59. Modelo hipotético de deformación litosférica (posibilidad a), basado en Wernike, 1985.

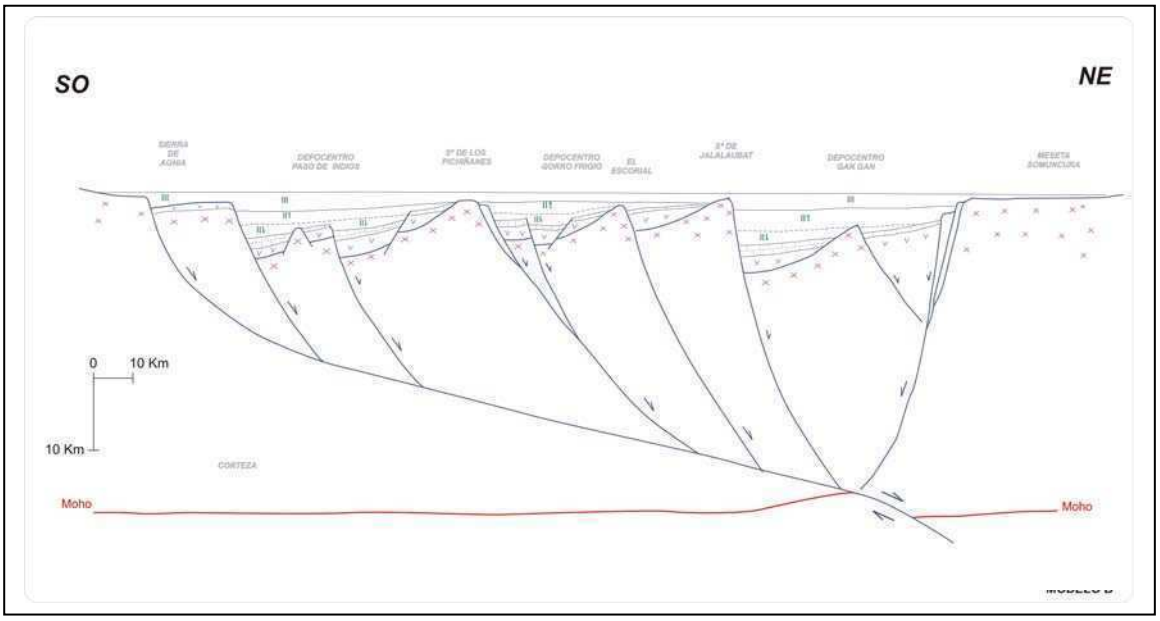


Figura 60. Detalle modelo hipotético (a) de deformación cortical, con fallamiento sintético dominante.

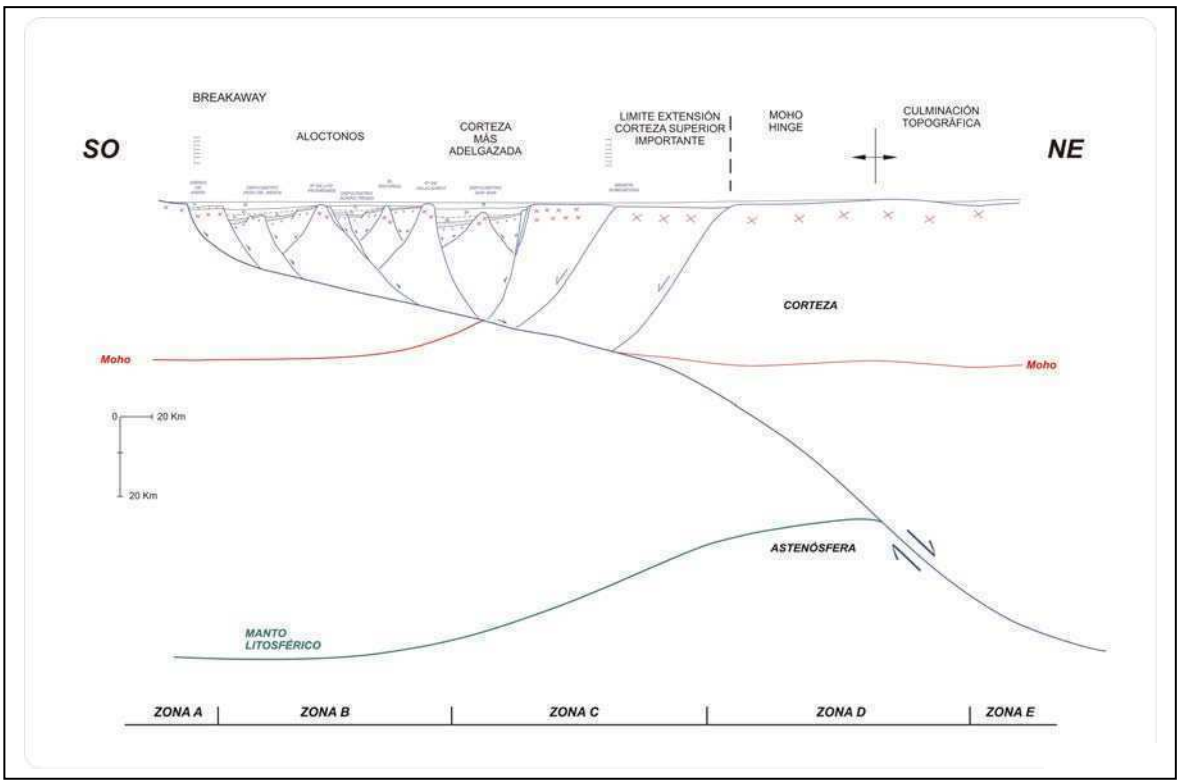


Figura 61. Modelo hipotético de deformación litosférica (posibilidad b), basado en un estilo de horst y grábenes.

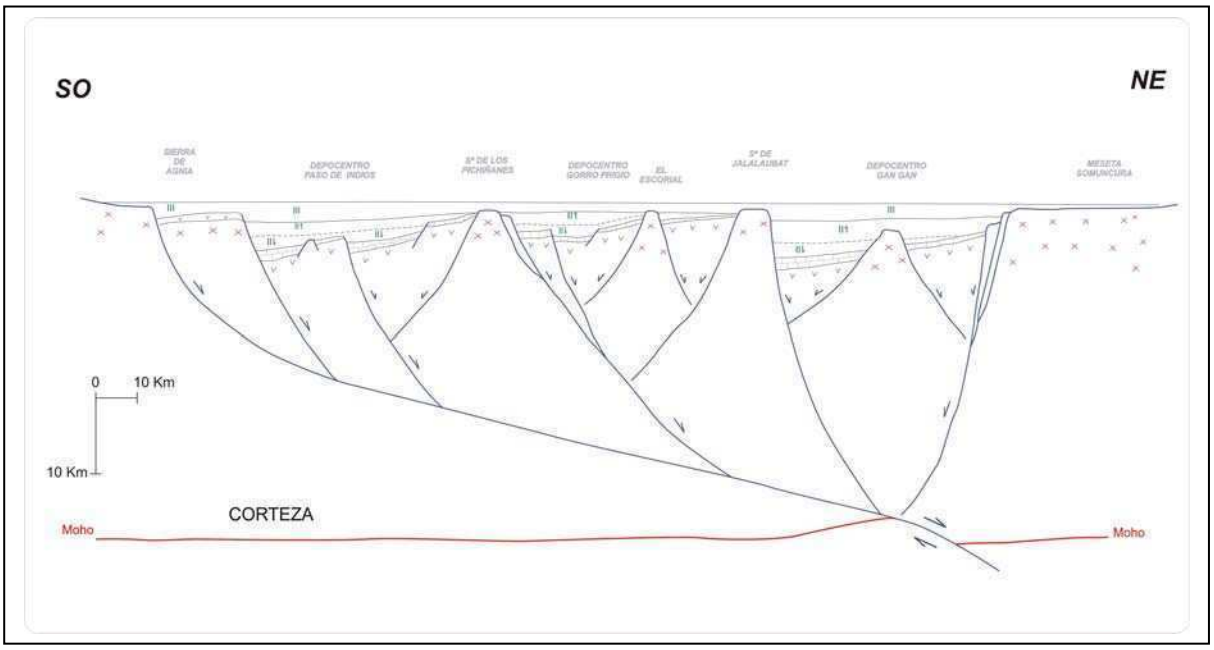


Figura 62. Detalle modelo hipotético (b) de deformación cortical, con fallamiento sintético y antitético.

CAPITULO 5

CONCLUSIONES

El mapeo fotogeológico y satelital realizado fue imprescindible para contar con un marco estratigráfico estructural integrado de la cuenca.

El estudio de campo en detalle de la estratigrafía, distribución, geometría, discontinuidades, y elementos tectónicos que controlaron la depositación de la Formación Cañadón Asfalto (*sensu lato*) demostró que bajo este nombre se han considerado distintas unidades litoestratigráficas que deberían en realidad formar parte de **fomaciones distintas** (Formaciones Cañadón Calcáreo, Estratos de Almada, etc.). Sin embargo por motivos conceptuales y de simplicidad, se decidió mantener el nombre genérico de Formación Cañadón Asfalto y adoptar una nomenclatura descriptiva.

Se identificaron nuevos afloramientos de la denominada **Megasecuencia II**, antes asignados a otras unidades más jóvenes, principalmente en la zona de los depocentros de Gastre y Gan Gan.

Se propone eliminar el uso de la Formación Taquetrén ya que se considera que todos los niveles atribuidos a ella pueden ser incluidos dentro del Grupo Lonco Trapial.

Se ubica a la cuenca de Cañadón Asfalto dentro de un estilo de **antepaís fragmentado**, identificando en la misma un diseño de bloques basamentales con una historia tectónica compleja.

El estudio estadístico de los lineamientos permitió separarlos en un conjunto predominante de dirección NO y otro grupo, de menor representación, de orientación general ENE que han sido denominados l**ongitudinales** y oblícuos o **transversales**, respectivamente, por entender que al poseer un comportamiento extensivo o transtensivo en la etapa de formación de la cuenca, guardan esas relaciones con el eje principal de la misma.

Se definió entonces la existencia de un **sistema de rift** elongado en sentido NO-SE que se desarrolló desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Temprano, constituido por un conjunto de **hemigrábenes** vinculados entre sí por zonas de acomodación.

Se definió la existencia de **cinco depocentros** o subcuencas dentro del área de estudio: Paso de Indios, Gorro Frigio, Gan Gan, Gastre y General Racedo, donde la columna sedimentaria se encontraría parcialmente preservada. En los bordes de estos depocentros, antiguos márgenes extensivos, se

evidencian más claramente los efectos de la **inversión tectónica**.

Se describen además con particular detalle, las estructuras ubicadas en la denominada **área central** del trabajo, donde se encuentra un conjunto de fallas y pliegues que en parte puede ser explicado como originado por desplazamiento lateral, y en otra como reactivación compresiva de bloques.

Por último, se postula un **modelo evolutivo de la cuenca**. La etapa de **formación** de la misma se extiende desde el Triásico Tardío-Jurásico Temprano hasta fines del Cretácico. Se definen dentro de ella los eventos de **extensión incipiente**, **hemigraben juvenil**, **hemigraben maduro** y **reactivación/ subsidencia termal**, asignando a cada una de las Megasecuencias descriptas un significado tecto-sedimentario. La etapa de **inversión tectónica**, de comienzo incierto pero cuya mayor expresión parece ser **neógena**, sobreimpone una compresión sobre el estilo extensional previo.

La distinta actitud que ha tenido el fallamiento previo frente a un esfuerzo compresivo moderno con dirección aproximada E-O, se justifica a partir de la orientación de esas fallas frente al esfuerzo máximo compresivo ($\sigma 1$). De esa manera, se producirá la no reactivación o no de esos planos, o su reactivación con desplazamiento inverso u oblicuo.

El modelo de cizalla simple de Wernike (1985) permite realizar algunas analogías y paralelismos con respecto a ciertos rasgos observados en todos los cortes estructurales y esquemáticos generados para cada uno de los depocentros identificados y explica a gran escala aunque de forma especulativa, la paleogeografía de la subsidencia jurásica y cretácica de la cuenca de Cañadón Asfalto.

AGRADECIMIENTOS:

A mi querida familia, mi amada esposa Sandra, mis hijos Luciano, Fernando y Gabriel (en orden de edad decreciente, 18, 16 y 2 años, mi orgullo y motivación) sin cuya compañía, cariño, ayuda e infinita paciencia, la realización de este trabajo hubiera sido imposible.

A mis padres (Tomás y Elba), hermanos (Marcelo y Cecilia), sobrinos, ahijadas, cuñados, suegros, colegas y amigos (Cristina y Noe en especial , Fernando Pestalardo, Marcelo Tosselli,, Andrés Hegedus, Marcelo Mariosa, Alejandro Chehebar, etc.) que en la lejanía son mi recuerdo de tantos años de esfuerzo, caminatas, viento, discusiones, más viento, alegrías y tristezas de esa tierra argentina tan querida y hoy tan lejana.

Al Dr. Víctor Ramos que me alentó y apoyó con toda su experiencia y conocimiento a terminar este desafío de intentar al menos bosquejar una parte de la geología patagónica.

A los Jurados de esta tesis Doctores Gualter Chebli, Haroldo Vizán y Roberto Scasso, que han realizado un esfuerzo muy importante para corregir en un tiempo limitado la misma y cuyas recomendaciones han sido de gran utilidad.

A Marcos Mozetic mi jefe, profesor y amigo, al que he admirado como estudiante y ahora como colega.

A mis compinches, colegas y amigos de la actual aventura africana /europea: Daniel García, Jorge Celaya, Mario Grinberg y Ricardo Manoni, parte de la gran familia itinerante.

A mi grupo de Exploración Argelia, en particular a mi discípulo y amigo Israel Polonio que tanto me ha ayudado en la parte gráfica así como con su entusiasmo de disfrutar la geología regional. A las delineantes Inés Macías y Elena Hernáiz, por su eficiente apoyo.

A mi antiguo grupo de exploración Comodoro Rivadavia, YPF, con los cuales desguasamos y exprimimos la geología de la cuenca del Golfo, en particular a mi amiga María Susana Cid de La Paz.

A mis ex compañeros de la Comisión Geológica Nº2 (Jorge Hechem, Juan Homovc, Sergio Courtade, Jones, los Ojeda, Casanova, Sosa, etc.), con los cuales recorrimos tantos caminos, puestos, campamentos, sierras, lagos, ríos trabajando, disfrutando y añorando a la vez a nuestras familias.

A REPSOLYPF por haberme permitido recabar toda la información aquí presentada, graficarla, analizarla y discutirla para avanzar un paso más en este desafío de entender un poco la naturaleza y subir un peldaño en el conocimiento.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

BONETTI, M. y HERBST, R., 1963. Flórula Mesojurásica de la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino), Chubut. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia". Paleontología 1(2): 23-43, Buenos Aires:

BROWN, W.G., 1984. Basement Involved Tectonics Foreland Areas A.A.P.G., Course Note Series, 26: 1-92.

CAZAU, L.; MANCINI, D.; CANGINI, J. y SPALLETT, L., 1989. Cuenca de Ñirihuau. En: Cuencas Sedimentarias Argentinas. Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica 6.

CHEBLI, G., 1971. Levantamiento geológico y perfil Anticlinal Villagra (Depto. Paso de Indios-Chubut), YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

CHEBLI, G., 1972. Levantamiento geológico zona sur de Paso de Indios, entre Sierra de Cañadón Grande, Sierra Cuadrada y Meseta del Canquel (Depto. Paso de Indios, Chubut), YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

CHEBLI, G., 1973. Levantamiento geológico zona sur del curso medio del Río Chubut, entre la Meseta del Canquel, Sierra Cuadrada e Inmediaciones de la Sierra Negra (Depto. Paso de Indios-Chubut), YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

CHEBLI, G.; NAKAYAMA, C.; SCIUTTO, J. y SERRAIOTTO, A., 1976. Estratigrafía del Grupo Chubut en la región central de la provincia homónima, 6º Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 375-392, Buenos Aires.

CHEBLI, G.; NAKAYAMA, C. y SCIUTTO, J., 1978. Mapa Geológico de la Provincia del Chubut, 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas, 1: 639-655.

CHRISTIE BLICK, N. y BIDDLE, K.T., 1985. Deformation and Basin Formation along strike-slip Faults, S.E.P.M., Special Publication, 37: 357-386.

CLAVIJO, R., 1986. Estratigrafía del Cretácico Inferior en el Sector Occidental de la Cuenca Golfo San Jorge. Boletín de Informaciones Petroleras, 3ª época, 9: 15-32.

CODIGNOTTO, J.; NULLO, F.; PANZA J. y PROSERPIO, C., 1978. Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Provincia del Chubut, 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 471-480.

COIRA, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, Servicio Geológico Nacional, Boletín 168, 101 p., Buenos Aires.

COIRA, B.; NULLO, F.; PROSERPIO, C. y RAMOS, V., 1975. Tectónica de Basamento de la región occidental de Macizo Nord-patagónico (Provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 30 (3): 361-383, Buenos Aires.

CORTES, J., 1987. Estratigrafía del Cretácico entre el Arroyo de Las Víboras y la Sierra del Guanaco, región central del Chubut, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas 1: 28-32.

CORTES, J., 1990a. Estratigrafía de las sucesiones volcanosedimentarias jurásicas del Chubut Central, entre Paso de Indios y El Sombrero. Revista Asociación Geológica Argentina , 45 (1-2): 69-84.

CORTES, J., 1990b. Reactivación Tectónica Jurásico-Cretácica en el Chubut Central, Argentina. 11 Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas, 2: 315-317.

CORTES, J. y BALDONI, A., 1984. Plantas Fósiles Jurásicas al Sur del Río Chubut Medio. 9º Congreso Geológico Argentino (S. C. de Bariloche), Actas, 4: 423-443.

CORTIÑAS, J. S., 1995. La Cuenca de Somuncurá - Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas, 1: 147-163.

DALLA SALDA, L.; LEGUIZAMON, M.; MAZZONI, M.; MERODIO, J.; RAPELLA, C. y SPALLETTI, L., 1981. Características del vulcanismo paleógeno en la Cordillera Norpatagónica entre Las Latitudes 39° 30' y 41° 20' Sur. 8º Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas, 3: 629-657.

DALLA SALDA, L.; VARELA, R.; CINGOLANI, C. A. y ARAGÓN, **E., 1994**. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. Journal South American Earth Sciences, 7(3-4): 377-386.

DICKINSON, W. R., 1976. Plate Tectonics of sedimentary basins. En: Plate Tectonic evolution and hydrocarbon accumulation, A.A.P.G., Cont.Educ.Course, Note Series 1: 1-62.

FERELLO, R., 1950. Levantamiento geológico de la región al oeste del Lago Muster (Anticlinal V). YPF, Informe Inédito, Buenos Aires.

FERELLO, R. y SCOCCO, R., 1951. Consideraciones teóricas acerca de la tectónica de la Sierra de San Bernardo. YPF, Informe Inédito, Buenos Aires.

FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia I. Dirección General, YPF, 334 págs., Buenos Aires

FIGARI, E. G.; COURTADE, S. F. y HOMOVC, J. F., 1992. Estructura de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia de Chubut. YPF S.A., Informe Inédito, Buenos Aires.

FIGARI, E. G. y GARCIA, D. G., 1992. Análisis litofacial y arquitectónico de los depósitos continentales mesocretácicos, aflorantes en el Cerro Fortín, Chubut, Argentina. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, Actas (1): 119-126.

FIGARI, E. G. y COURTADE, S. F., 1992. Datos y Conceptos Exploratorios de la Cuenca de Cañadón Asfalto. YPF S. A; Inédito, Buenos Aires.

FIGARI, E. G. y COURTADE, S. F., 1993. Evolución Tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas, 1:66-77.

FIGARI, E. G. ; COURTADE, S. F. y CONSTANTINI, L. A., 1994. Stratigraphy and Tectonics of Cañadón Asfalto Basin, Lows of Gastre and Gan Gan, Chubut, Argentina. 4 th. International Congress on

Jurassic Stratigraphy and Geology; Mendoza. In: Geo Research Forum (1996) 5 (1-2): 359-368. Ed: A.C. Riccardi. Transect Publications, Switzerland.

FIGARI, E. G.; CID DE LA PAZ M. S. y LAFFITTE, G., 1996. Neocomian Halfgrabens in the Western San Jorge Basin, Argentina: Petroleum Systems, Origin and Tectonic Inversion. II AAPG/SVG International Congress and Exhibition , (Caracas). AAPG Bulletin , 80 (8): 1289.

FIGARI, E. G.; STRELKOV, E.; LAFFITTE, G.; CID DE LA PAZ, M.; COURTADE, S.; CELAYA, J.; VOTTERO, A.; LAFOURCADE, P.; MARTINEZ, R. y VILLAR, H., 1999. Los Sistemas Petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis Estructural, Estratigráfica y Geoquímica. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, (Mar del Plata). En: Los Sistemas Petroleros de Argentina. (Eds : Laffitte, G., Villar, H. y. Legarreta , L), Actas 1: 197-227.

FIGARI, E. G.; STRELKOV, E.; CID DE LA PAZ, M.; CELAYA, J.; LAFFITTE, G. y VILLAR, H., 2002. Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis Estructural, Estratigráfica y Geoquímica. Relatorio .Trabajo Invitado. 15º Congreso Geológico Argentino, (Calafate), Ed. Miguel Haller.

FITZGERALD, M.G.; MITCHUM, R. M. Jr.; ULIANA, M. A. y BIDDLE, K.T., 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. A.A.P.G., Bullettin., 74 (6): 879-920.

FLORES, M. A., 1948. Investigaciones geológicas en el río Chubut Medio entre los cerros Cóndor y Pavada. (Territorio Nacional de Chubut), YPF, Informe interno, Buenos Aires.

FLORES, M. A., 1956. Perfiles en el Chubutiano y observaciones geológicas en la parte central y norte del Chubut, YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

FLORES, M. A.; 1957. Perfiles en el Chubutiano (II Parte), YPF, Informe Inédito, Buenos Aires.

FORSYTHE, R., 1982. The Paleozoic to Early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. Journal of the Geological Society, 139: 671-82. London.

FRANCHI, M. R.; PANZA, J. L. y de BARRIO; R. E., 1989. Depósitos Triásicos y Jurásicos de la Patagonia Extraandina. En Cuencas Sedimentarias Argentinas, Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica 6: 347-378, Tucumán.

FRENGUELLI, J. 1949. Los estratos con Estheria en el Río Chubut (Patagonia). R.A.G.A. IV, 1: 11-24. Buenos Aires,

GEBHARD, J., 1972. Fotogeología de la zona del Río Chubut Medio (margen izquierda) (Depto.Gastre-Chubut), YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

GEMA S.R.L., 1995. Informes bioestratigráficos sobre muestras del sondeo GF es-1. YPF S.A., Informe inédito.

GEUNA, S.; VIZAN, H. y SOMOZA, R., 1993. Paleomagnetismo de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico superior) en el curso medio del río Chubut: Implicancias Tectónicas. 12º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas, 3:429-435.

GEUNA, S.; SOMOZA, R.; VIZAN, H.; FIGARI, E. G. y RINALDI, C., 1999a. Paleomagnetismo de unidades del Jurásico Superior-Cretácica Inferior de la cuenca de Somuncurá – Cañadón Asfalto (Chubut): Evidencias de bloques rotados. 14º Congreso Geológico Argentino, (Salta), Actas (I): 314-317.

GEUNA, S.; SOMOZA, R.; VIZAN, H.; FIGARI, E. G. y RINALDI, C., 1999b. Paleomagnetic Data of Upper Jurassic-Lower Cretaceous Rocks in Central Patagonia: Evidences of Tectonic Rotations. 22nd General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Birmingham.

GEUNA, S.; SOMOZA, R.; VIZAN, H.; FIGARI, E. G. y RINALDI, C., 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key constrain the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana? Earth and Planetary Science Letters , 181:145-160.

GHIDELLA, M. E.; YAÑEZ, G. y LABRECQUE, H. L., 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the Western Weddell Sea. Tectonophysics , 347(1-3): 65-86.

GROEBER, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° y 44° y entre los meridianos 69° y 71°. 1º Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología (Santiago de Chile), Geología, 1º parte, (2): 368-379.

HALLE, T. G., 1913. The Mesozoic flora of Graham Land. En: Nordenskjold O. wiss, Ergebn Sud. Pol. Exp.1901-1903, 3 (14): 1-123.

HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. y VAIL, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic, Science , 235: 1156-1167.

HECHEM, J. J.; HOMOVC, J. F. y FIGARI, E. G., 1990. Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina..11º Congreso Geológico Argentino, (San Juan), Actas ,3: 173-176.

HECHEM, J. J.; HOMOVC, J. F. y FIGARI, E. G., 1993. Secuencias depositacionales en el Neocomiano del lago Fontana, Chubut, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas, 2: 119-123.

HOMOVC, J.; FIGARI, E. G. y COURTADE, S., 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Provincia del Chubut, YPF, Informe inédito Buenos Aires.

HOMOVC, J.; CONFORTO, G.; LAFOURCADE, P. y CHELOTTI, L., 1995. Fold Belt in San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. Geological Society, Special Publication, Oxford. (Buchanam, J. y Buchanam P., Eds.) , 88: 235-248.

HUBBARD, R. J., 1988. Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early Cretaceous rifted continental margins, A.A.P.G. , Bulletin, 72, (1): 49-72.

OREMBLIT, M. J. y PROFETA, M., 1994. Procesamiento Gravimétrico Zona Gorro Frigio (Provincia del Chubut). YPF S.A., Informe Inédito, Buenos Aires.

LANDI, V. A., 1987. Relevamiento detallado geológico – estructural del yacimiento Cerro Solo, Departamento de Paso de Indios, Provincia del Chubut, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, (San Miguel de Tucumán), Actas (1): 71 – 74.

LESTA, P. J., 1968. Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge. Jornadas Geología Argentina

(Buenos Aires), Actas 1: 251-289, Buenos Aires.

LESTA, P. J. y FERELLO, R., 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz, En: A.F.Leanza (dir. y ed.), I Simp.Geol. Reg.Arg., Córdoba, Acad.Nac.de Ciencias, 601-653.

LESTA, P. J.; FERELLO, R. y CHEBLI, G., 1980. Chubut Extrandino. En J.C.M.Turner (coord.y ed.), Segundo Simposio Geología Regional Argentina, (Córdoba), Academia Nacional de Ciencias, 2: 1307-1387.

LETOUZEY, J., 1990. Fault Reactivation, Inversion and Fold Thrust Belt. Petroleum and Tectonics in Mobile Belts. LETOUZEY, J. (Editor) and Editions Technip, Paris. P 101 à 128. En: Comunicación YPF.S. A., Año XII, (294). Traducción de L. L. Saccavino (1991).

LOPEZ GAMUNDI, O. R. y ASTINI, R. A., 2004. Alluvial fan–lacustrine association in the fault tip end of a half-graben, northern Triassic Cuyo basin, western Argentina. Journal of South American Earth Siences. 17 (4): 253-265.

MASIUK, V., 1991. Bioestratigrafía de la Formación Cañadón Asfalto. Perfil "Sud-oeste Puesto Currumil", YPF, Informe interno, Buenos Aires.

MUSACCHIO, E. A. en HERBST, R., 1966. La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia. Ameghiniana, 4 (9): 337-349.

MUSACCHIO, E. A.; BEROS, C. y PUJANA, I., 1986. Microfósiles continentales del Jurásico y Cretácico del Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. En: Volkheimer, W. (Ed.) Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, (Mendoza), Actas 2: 355-383.

MUSACCHIO, E. y CHEBLI, G., 1975. Ostrácodos marinos y carófitas del Cretácico Inferior en las provincias de Chubut y Neuquén, Argentina. Ameghiniana, 12 (1): 70-96.

MUSACCHIO, E. y VALLATI, P., 1993. Informes bioestratigráficos sobre muestras de la Comisión Geológica Nº2, YPF S.A., Informe inédito, Buenos Aires.

NAKAYAMA, C., 1972a. Informe geológico preliminar de la región comprendida entre la Sierra de Taquetrén y los cerros Los Chivos y Negro de Marrauf, Provincia de Chubut, YPF, Informe interno, Buenos Aires.

NAKAYAMA, C., 1972b. Informe geológico preliminar de la región comprendida entre Lagunita Salada y Carhue Niyeo al norte y Arroyo Perdido y Sa. Rosada al sur, Pcia. del Chubut, YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

NAKAYAMA, C., 1974. Informe geológico preliminar de la región comprendida por el codo Sur del Arroyo Perdido hasta el Río Chubut. (Departamento de Paso de Indios – Prov. Del Chubut) YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

NAKAYAMA, C., 1975. Informe geológico preliminar Zona Sa. de Los Chacays, Bajada del Diablo y Curso Inferior del A° Perdido YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

NULLO, F. E., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, Pcia. de Río Negro, Servicio Geológico Nacional, Boletín 158, 88 p., Buenos Aires

NULLO, F. E.; 1983. Descripción geológica de la Hoja 45 c Pampa de Agnia, Pcia. del Chubut, Servicio Geológico Nacional, Boletín 199, 94 p., Buenos Aires

NULLO, F. y PROSERPIO, C., 1975. La F. Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 30 (2): 133-150, Buenos Aires.

OLDOW, J.; BALLY, A. y AVE LALLEMANT, H., 1990. Transpression, orogenic float and litosphere balance. Geology, 18: 991-994.

PERONI, G.; HEGEDUS, A.; CERDAN, J.; LEGARRETA, L.; ULIANA, M. y LAFFITTE, G., 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En Petroleum Basins of South America, (A.Tankard, R. Suárez S. y H. Welsink Eds.), A.A.P.G. Memoir 62: 403-419, Tulsa.

PIATNITZKY, A., 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genoa. Boletín Inf.ormaciones Petroleras, 12 (137): 83-118, Buenos Aires.

PIATNITZKY, A., 1946. Relaciones estratigráficas de la región del río Chubut. Boletín Inf.ormaciones Petroleras, 23 (259): 173-185, Buenos Aires.

PROSERPIO, C. A., 1978. Descripción geológica de la Hoja 42 d, Gastre, Pcia. del Chubut.. Servicio Geológico Nacional, Boletín 159, 75 p., Buenos Aires.

PROSERPIO, C. A., 1987. Descripción geológica de la Hoja 44 e, Valle General Racedo, Pcia. del Chubut. Dirección Nacional de Minería. y Geología, Boletín 201, 108 p., Buenos Aires,.

PROSSER, S., 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression, from Williams, G.D. y Dobb, A. (eds), Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society Special Publication 71: 35-66.

RAMOS, V., 1978. El Vulcanismo del Cretácico inferior de la cordillera Patagónica. 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 423-435.

RAMOS, V. y PALMA, M. A., 1983. Las lutitas pizzareñas fosilíferas del Cerro Dedo y su evolución tectónica, Lago La Plata, Pcia. del Chubut. Revista Asociación Geológica Argentina., 38 (2): 148-160, Buenos Aires.

RAMOS, V., 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos de la Plataforma Continental Argentina. V. Ramos y M. Turic (Eds.), Relatorio 21: 385- 404, Buenos Aires.

RAMOS, V., 2000. Tectonic Evolution of The Andes. In: Tectonic Evolution of South America: 635-685. Cordani, U. G.; Milani,E. J.; Tomaz Filho, A. y Campos, D. A. (Eds). 31º International Geological Congress, Río de Janeiro.

RAMOS, V., 2002. Evolución Tectónica. En: Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Haller, M. J. (Edit.). Relatorio del 15º Congreso Geológico Argentino (El Calafate), 1 (23): 365-387, Buenos Aires.

RAPELA, C. W., 1990. El Magmatismo Gondwánico y la Megafractura de Gastre. 11º Congreso

Geológico Argentino, (San Juan), Actas 1: 113-116.

RAPELA, C. y PANKHURST, R., 1992. The granites of northen Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, B.; Alabaster, T. y Pankhurst, R. (Eds.). Magmatism and the Causes of Continental Break-up. Gelogical Society Special Publication 68: 209-220.

RAPELA, C.; PANKHURST, R. y HARRISON, S., 1992. Triassic "Gonwana" granites of the Gastre District, North Patagonian Massif. Transaction of the Royal Society of Edimburgh: Earth Sciences, 83: 291-304.

ROBBIANO, J. A., 1971a. Estratigrafía de las Sierras de Lonco Trapial, Olte y Río Chubut Medio, Pcia. del Chubut, YPF, Informe interno, Buenos Aires.

ROBBIANO, J. A., 1971b. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sa. del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Pcia. del Chubut, Rep. Arg., YPF, Informe interno, Buenos Aires.

RU, K. y PIGOTT, J. D., 1986. Episodic Rifting and Subsidence in the South China Sea. A.A.P.G., Bulletin, 70 (9): 1136-1155, Tulsa.

SCASSO, R. A., 1989. La Cuenca Sedimentaria del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Región Sudoccidental del Chubut. En: Cuencas Sedimentarias Argentinas, Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán., Serie Correlación Geológica 6.

SCOTT, D.L. y ROSENDAHL, B. R., 1989. North Viking graben: An East African perspective, A.A.P.G., 73(2): 155-165.

SESANA, F. L., 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. 2ª Jornada Geológica Argentina, 3: 99-105.

SOMOZA, R., 1994. South American reference pole for the mid Cretaceous: Further constrains in the interpretation of the paleomagnetic data. Geology 22: 933-936.

STACH, N. H., 1986. Fotointerpretación de la zona comprendida entre Cerro Ferrarotti, Cañadón Grande y el Codo del Senguerr, YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

STIPANICIC, P. N.; RODRIGO, F.; BAULIES, O. L. y MARTINEZ, C. G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nord patagónico y regiones adyacentes. Revista Asociación Geológica Argentina, 23(2): 67-95, Buenos Aires.

STIPANICIC, P. N. y BONETTI, M., 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. 1 Floras liásicas, Ameghiniana, 7 (1): 57-78. 2. Floras doggerianas y málmicas, Ameghiniana, 7 (2):101-118.

STIPANICIC, P. N. y METHOL, E. J., 1980. Comarca Norpatagónica. En: Turner, J. C. M. (coord. y ed.), 2º Simposio Geología Regional Argentina, (Córdoba), Academia Nacional de Ciencias, 2: 1071-1097.

STONE, D. S., 1969. Wrench faulting and Rocky Mountains Tectonics. The Mountain Geologist, 6 (2).

SUERO, T., 1946. Reconocimiento geológico entre Arroyo Genoa y el Río Chubut (Deptos. Tehuelches, Paso de Indios y Languiñeo), Pcia. del Chubut, YPF, Informe inédito, Buenos Aires.

TASCH, P. y VOLKHEIMER, W., 1970. Jurassic conchostracons from Patagonia. University of Kansas, Paleontological Contribution, paper 50:1-23, Kansas.

TURNER, J. C. M., 1983. Descripción geológica de la Hoja 44 d, Colan Conhué, Pcia. del Chubut, Servicio Geológico Nacional, Boletín 197, 78 p., Buenos Aires

UGARTE, F., 1966. La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia Meridional. Anales Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, 5(1): 37-68, Comodoro Rivadavia.

ULIANA, M. A. y BIDDLE, K. T., 1987. Permian to late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonics events, magmatic activity and depositional trends. En: Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics. American geophysical Union. Geophysical Monograph 40: 271-286.

ULIANA, M.; BIDDLE, K. y CERDAN, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A. y Blakwill, H. (Eds.), Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins, A.A.P.G. Memoir 46: 599-614, Tulsa.

URIEN, C., 1996. Las cuencas del margen continental argentino. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca 46: 80-84, Buenos Aires.

UYEDA, S., 1981. Subduction zones and back-arc basins. A review. International Alfred Wegener Symposium, 70 (2): 552-569.

UYEDA, S. y KAMAMORI, H., 1979. Back arc opening and the mode of subduction. Journal of Geophysical Research, 84: 1049-1061.

VAIL, P.; MITCHUM Jr., R. M.; TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON, S.; SANGREE, J. B.; BUBB, J. M. y HATELID, W. G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. En: Clayton, C.E. (Ed.). Seismic stratigraphy, applications to hidrocarbon exploration. A.A.P.G., Memoir 26: 49-212, Tulsa.

VENING MEINESZ, F. A., 1947. Shear patterns of the Earth's crust. Transactions American Geophysical Union, 28 (1): 1-61.

VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona Extrandina del Depto. de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. Revista Asociación Geológica Argentina, 19(2):85-107, Buenos Aires.

VOLKHEIMER, W., 1965. Bosquejo geológico del Chubut Extrandino (Zona Gastre-Gualjaina). Revista Asociación Geológica Argentina, 20(3):326-350, Buenos Aires.

VOLKHEIMER, W., 1973. Observaciones Geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Prov.Río Negro). Revista Asociación Geológica Argentina, 18(1): 13-36, Buenos Aires.

VOLKHEIMER, W. y LAGE, J., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42 c, Cerro Mirador, Pcia. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 181, 68 p., Buenos Aires

VON GOSEN, W. y LOSKE, W., 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the "Gastre Fault System".-Journal of South American Earth Siences. 18 (1): 73-88.

WERNICKE, B., 1985. Uniform - sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Siences. 22: 108-125.

WICHMANN, R., 1927. Resultado de un viaje de estudios geológicos en los Territorios del Río Negro y Chubut. Dirección de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 33: 1-59**,** Buenos Aires.

Perfil: Puesto El Quemado

Punto	**Muestra**	**Litología**	**Descripción**	**Espe - sor (m)**
1	1MIF/PAL	CALIZA (F1)	Gris amarillento, muy consol., masiva, silicificada, parches de pedernal de hasta 1 cm.	3,0
	2MIF/PAL	CALIZA	Gris amarillento, muy consolidad, fina, laminación ondulalante algácea, en bancos de 10 cm,intercalan niveles de arcilita castañas lajosas. Hacia el techo bancos más gruesos.	2,9
		CALIZA	Idem F1, masiva, silicificada. Hacia la parte superior semicubierto.	4,0
	3MIF/PAL	CALIZA (F2)	Gris amarillento, consol., laminación algácea, ciclos de 30 a 50 cm. Hacia el techo grietas de desecación.	2,8
	4MIF/PAL	CALIZA (F1)	Gris amarillento, muy consol., masiva, silicificada, parches de pedernal de hasta 1 cm.	1,4
		CUBIERTO		3,3
	5MIF/PAL	CALIZA	(tobácea). Gris amarillenta, laminada.Estrato y grano creciente, arenosa, con clastos aislados de hasta 1 cm. Remata con un banco de 50 cm masivo en la parte laminada se intercala alguna arcilita en láminas tipo *drape.*	1,0
		CUBIERTO		7,3
		CALIZA (F1)	Silicificada, idem M 1, mariva, en la base, los últimos 5 cm laminación algácea tabular.	0,30
		CUBIERTO		2,0
		CALIZA (F2)	Blanca, algácea, laminada, algunas grietas de desecación.	0,50
		CUBIERTO		2,6
	6MIF/PAL	CALIZA (F1)	Gris, masiva, al techo laminada, silicificada más	6,0

			arenosa. Varios ciclos de 1 m.	
		CUBIERTO		7,0
	7MIF/PAL	CALIZA TOBACEA (F2)	Idem F2, fina, intermedia, con caliza con laminación ondulante. Hacia arriba se incrementa la parte algácea	4,5
		CALIZA (F1)	Idem F1,masiva semicubierto	3,0
		CUBIERTO	Conglomerados, tobas y pelitas tobáceas en los últimos 5 m semicubiertos	16,5
2		BRECHA CALCAREA (F3)	Gris amarillento, muy consolidado, silicificada. Incluye tramos de calizas laminadas de 1 a 20 cm. Material ligante caliza areno tobácea base irregular, techo idem, lenticular	3,8
	8 MIF/PAL		Observaciones: Lateralmente bajamos por la quebrada hacia la izquierda y observamos que en la base del cuerpo capas intercaladas de tobas y conglomerados finos en bancos de 10 cm, con estratificación paralela, remantando con 20 cm de pelitas tobáceas grises con restos de *Estheria*. Luego continúa la brecha calcárea	
		BRECHA CALCAREA	Amarilla y gris amarillento medianas a gruesa y matriz arenosa medio a grueso. Clastos de caliza, toba y volcanitas de hasta 10 cm. Mala selección, caótica clastos de 1,5 cm. Restos de tronquitos y carbón.	5,0
		CUBIERTO		2,8
3-4		ARENISCA CONGLOMERADICA (F4)	Castaña, gruesa, lítico-tob. Clastos aislados de hasta 1 cm. Estratificación paralela difusa. Plano transicional. Bancos de 30 cm .Gradación (-). Tabulares, con clastos tobáceos alterados, deja una porosidad tipo fenestral	2,0

			Fragmentos carbonosos aislados	
		CUBIERTO		2,80
	9 MIF/PAL	INTERCALACIONES DE ARENISCA CONGLOMERADICA (F4)	Amarillo, consolidada, clastos de 5mm a 5 cm, tob., calcáreas y sílice redondeados. Fragmentos carbonosos .Base y techo irregular. Bancos de 10 cm de limonita con estratificación paralela fina, niveles continuos. Abundantes fragmentos carbonosos.	2,60
	10 MIF/PAL	ARCILITAS	Castaño oscuro, laminación paralela, grietas carbonosas.	0,20
	11 MIF/PAL	INTERCALACIONES DE F4	5 de arena y 5 pelitas. Entre las pelitas láminas de yeso. Remata con una pelita castaña.	1,5
	12MIF/PAL	INTERCALACIONES DE F4	Por la mitad *Estherias* y fragmentos carbonosos.	4,0
		INTERCALACIONES DE F4	Ciclos de areniscas conglomerádicas en bancos lobulados de 10 a 40 cm. Entrecruzamientos bajo ángulo. Gradación positiva. Clastos de volcanitas, tobas, calizas de hasta 5 cm (Idem F 4 sin pelitas)	7,15
	13 MIF/PAL	INTERCALACIONES DE F4	4 pelitas y 4 areniscas cong. En la parte media un banco de caliza con laminación algácea. Remata con un banco conglomerádico de 40 cm de clastos de caliza de hasta 15 cm, tobas, volcanitas. Caótico, matriz arenosa. Restos de carbón. Restos de gasterópodos pequeños.	4,2
	14MIF/PAL 15 MIF/PAL 16 MIF/PAL	INTERCALACIONES DE F4	60 % PELITAS- 40% Pelitas: laminación paralela Gruesos: Areniscas conglomerádicas, algunos con clastos de hasta 10 cm. Caóticos. En la mitad caliza micrítica. Laminación algácea, tabular.	6,3
	17MIF/PAL	ARCILITAS	Castaño oscuro y gris oscuro,	6,0

	18MIF/PAL 19MIF/PAL		reacción HCl débil a negativo. Laminación paralela muy fina a fina. Abundantes restos carbonosos, algunos de *Estheria*. Intercala 15 cm de marga arenosa, laminación paralela fina.3 niveles de yeso de 2 cm intercalados. Remata con dos ciclos de 15 y 20 cm de *mudstone*. Laminación algácea.	
5		CALIZA F2	Amarillo grisáceo, algo amarillo en la base, difusa hacia el techo, laminación paralela a algácea	2,7
		CUBIERTO		3,0
		CALIZA F2	Idem anterior, sin laminación, arenosa	1,5
		CONGLOMERADO F4	Idem .F4 clastos de hasta 10 cm semicubierto	3,0
	20MIF/PAL	ARCILITA	Castaño oscuro, fragmentos carbonosos, en parte arenosa. Niveles de yeso,3 a 4 cm.	
		CONGLOMERADO F4	Idem	1,3
	21MIF/PAL 22MIF/PAL	LIMOLITAS TOB.	Grises, carbonosas, tallos, laminación. Niveles de yeso intercalaciones de 1cm a 2 cm. Restos de *Estheria.* Laminación paralela.	0,5
		CALIZA BRECHOSA	Gris amarillento consolidado irregular, silicificada, constituida el esqueleto por trozos redondeados de calizas masiva (*mudstone*) y calizas con laminación algácea (*boundstone*), fragmento que van de 1 a 15 cm y mat. ligante silíceo y calcáreo con cemento calcáreo. Base irregular, internamente caótico y hacia el techo laminación algácea. Hay 2 ciclos amalgamados que tienen en conjunto una geometría irregular.	2,8

6	23 MIF/PAL	INTERCALACIONES DE: ARENISCA CALCÁREA F4	Gris amarillenta, consolidada irregular, mediana a gruesa en parte conglomerádica, subangulosa, tobáceo, lítica, fragmento calcáreo,. En bancos que van de 10 a 15 cm. Y último de 30 cm. 3 ciclos. Geometría lensoide a monticular, base irregular, techo ondulado, internamente entrecruzamiento de bajo ángulo y al techo remata el último banco con 5 cm de:	1.0
	24MIF/PAL	Y PELITAS:	Arenisca calcárea sabulítica con micro entrecruzamiento (acción olas). Castañas finamente laminadas, algo carbonosas, resto de tallos, escasas *Estheria* .	1,5
		INTERCALACIONES	Idem anterior (F4) pero aumenta la proporción de arenas. Siendo los dos últimos bancos conglomerados con clastos de calizas, y areniscas y tobas redondeadas de hasta 10 cm. Restos de carbón de 2 a 3 cm. En bancos en camadas de 20 cm. Siendo la proporción 80 a 20 (con respecto a pelitas.) bancos tabulares. Rodados acorazados de calizas.	1,5

	25,26,27 MIF/PAL	INTERCALACIONES Y PELITAS F4	Con tonos amarillentos abundantes restos carbonosos y escasos niveles con yeso intercalado. Se intercalan también areniscas finas. Hacia arriba aparecen bancos de arenisca calcárea fina a media que van aumentando en la proporción, espesor y granulometría, rematando con un banco de 30 cm. Idem F4	10,1
	28MIF/PAL 29MIF/PAL	INTERCALACIONES F5	Pelitas negras y areniscas finas idem anterior con núcleo de ye intercalado. En la base niveles con concrec calcáreas masivas. Arcilitas: negras, muy carbonosa con laminación paralela.y alternancias de yeso.	9,0
	30MIF/PAL	INTERCALACIONES	Areniscas y niveles de yeso idem anterior. Remata con un nivel de 30 cm. Castaño amarillento friable, porosa permeable, RHCl negativa. Trozos de carbón estratificación paralela difusa, techo plano irregular.	4,8
	31MIF/PAL	INTERCALACIONES F5	Ciclos idem anterior, oscura muy carbonoso con restos de tallos, aumentando hacia arriba participación arenosa.	1,2
		ARENISCA CONGLOMERADICA	Gris, mediana, poco consolidada irregular, RHCl, positiva. La fracción gruesa, constituida por clastos	6,5

			aplanados de tobas, volcanitas obladas que arriba aumenta en tamaño y concentración originando un ciclo de mayor grano y estratocreciente. Se observa estratificación oblicua difusa con algunos niveles conglomerádicos .El material ligante es arenoso medio a grueso subredondeado y el cemento es carbonático. Aisladamente algunos drapes (láminas) arcillosas.	
	32MIF/PAL	INTERCALACIONES DE:	Pelitas y areniscas idem anterior. Ultimos 0,50m de arenisca conglomerádica idem anterior más fina. Los clastos más grandes llegan a 20 cm y son principalmente calcáreos (60/40)	6,5
		INTERCALACIONES F5	De ciclo idem anterior. Arenas y pelitas castaño y gris con niveles de yeso (60/40).	2,0
	33MIF/PAL	INTERCALACIONES F5	Ciclos idem .pero la proporción (20/80). Las pelitas son bien oscuras, laminación paralela restos carbonosos.	3,0
		CALIZA ARENOSA	Castaña, consolidada, irregular, muy fina, masiva. RHCl: fuerte, base neta irregular, techo ondulado internamente estructura monticular difusa (*hummocky*.) con *drapes* intercalado.	0,2
	34MIF/PAL	PELITAS	Negras y verde oscuro, laminación paralela Niveles con yeso.	1,8
		INTERCALACIONES	Arcilitas tobáceas gris claro, lajosas, carbonosas, laminación paralela. Calizas finas, castañas claras, laminación ondulítica RHCl: fuerte intercalaciones de 15 a 20 cm (4 capas) la última más patente, base irregular,	0,6

			techo ondulado. Son tabulares.	
	35MIF/PAL	PELITAS	Verdes y negras idem anterior Hacia el techo remata con dos bancos de 5 y 50 cm de arenisca calcárea gris muy consolidada, el último con niveles. aislados de tobas	7,2
			Cubierto	21,0
			Cubierto	16,5
		ARENISCAS	Gris verdosa poco consolidada mediana lítico tobácea, matriz arcillosa, cemento calcáreo escaso, subredondeado. Base irregular, gradación positiva, entrecruzamiento difuso	0,5
	36MIF/PAL 37MIF/PAL	INTERCALACIONES F5	En una relación 80/20, Areniscas castaño líticas.a subangulosa escasa matriz y cemento calcáreo intercalaciones de 5 a 10 cm de arenisca y 1 a 2 de pelitas Restos de tallos y brisnas carbonosas	9,5
		ARENISCA CONGLOMERADICA	Castaño amarillento, friable, líticos mayores de 5 ó 7 cm. La fracción más gruesa es de hasta 5 mm. Idem anterior. Base erosiva y algunos intraclastos pelíticos Gradación positiva. RHCl: positiva	0,95
		INTERCALACIONES F5	Idem anterior, relación 40/ 60	63,0
	38MIF/PAL	INTERCALACIONES F5	Idem anterior, relación 60/40 y hacia arriba aumentan las pelitas. Se observan bancos iniciales arenosos,. Abundantes restos carbonosos,con impronta de helechos en su base.	1,5
	39MIF/PAL 40MIF/PAL		Cubierto- semicubierto en una quebrada lateral a 75 mts Continuan los F5. A los 4 mts, o sea a los 79 mts abundantes restos de tallos y carbón.	18,1

		CONGLOMERADO F6	Color verde oliva oscuro, consolidado irregular .Esqueleto compuesto por clastos subredondeados y redondeados de basaltos vesiculares, tobas, porfiritas, areniscas, cuyos tamaños varían de 1 a 30 cm. Clasto sostén, y en parte fango sostén. El material ligante es una toba fina, blanca amarillenta, RHCl: negativa, caótico. Mal seleccionado. Base no visible, geometría lensoide a gran escala ya que lateralmente pasa a pelita, sin embargo constituye un nivel extenso lateralmente, flujo de detritos (caída del nivel base). Gradación positiva grosera, algunos clastos aislados de hasta 40 cm.	19,5
		Semicubierto		15,0
	41MIF/PAL42MIF/PAL43MIF/PAL44MIF/PAL	Semicubierto	Pelitas gris oscuras con restos de *Estherias* y briznas carbonosos. Los últimos 7 m limolita tobácea amarillo claro, fractura concoidea masiva, RHCl: negativo	13,5
		CONGLOMERADO	Verde oliva claro, consolidado, irregular, matriz sostén y en parte clasto sostén. Fracción gruesa clastos de basaltos, tobas y calizas. Subredondeado diámetro entre 1 y 20 cm. Matriz tobáceo lítica, tamaño arena gruesa, caótico, lensoide. Base neta irregular.	1,5
		LIMOLITA TOBACEA	Verde claro laminada que se dispone como un *drape* entre este ciclo y el siguiente. La disposición de los mismos es amalgamada, constituyendo ciclo de compensación	0,15
		CONGLOMERADO	Verde oliva oscuro, polimíctico, varía entre clasto sostén y matriz sostén, constituido por basaltos	6,0

			vesiculares principalmente tobas y areniscas, subredondeado y subanguloso, cuyo diámetro varía de 1 cm a 1 m, promedio entre 15-20 cm. Material ligante, matriz arenosa gruesa, lítico tobácea y un fango tobáceo. Gradación inversa grosera, lateralmente se observa una cuña arenosa que se encuentra cortada por el próximo ciclo. Es una arenisca verde clara, consolidada, media a gruesa en parte conglomerádica, a lítica tobácea,de 1 m máximo de espesor, mal seleccionada, subredondeado a subanguloso. Intraclastos tobáceos y estratificación de bajo ángulo tipo antiduna. Geometría lenticular. Gradación positiva.	
		CONGLOMERADO	Verde oscuro consolidado , polimétrico, clasto sostén principalmente, , clastos mayores hasta 1,5 m., subanguloso y subredondeado de 30 y 40 cm., constituido por basaltos vesiculares, algunos con amígdalas de SiO2, calizas estratificadas y areniscas conglomeraditas. La matriz es lítica arenosa muy gruesa, base erosiva con una superficie acanalada hacia el sudeste, clastos de porfiritas. Gradación (+) grosera, base caótica y hacia arriba se observa pseudoestratificación paralela, generada por distintas camadas de conglomerados más fríos, aunque aisladamente se observa lo que es de mayor	7,5 37,5

			escala. La geometría es lobulada internamente se observan varias superficies de discontinuidades. Últimos 20 metros varios ciclos de 2 ó 3 metros con clastos subredondeados hasta anguloso con tamaño de 40cm a 2m. Polimícticos con clastos de SiO2 , caliza matriz arenosa gruesa o muy gruesa y pasta tobácea. Se destacan fragmentos de tobas y calizas estratificadas aunque principalmente son basalticos.	
10	45MIF/PAL		Cubierto. A los 10 metros subaflorante intercalan tobas limonitas tobáceas y areniscas finas.	179,0
11	46MIF/PAL	CONGLOMERADOS	Verde oliva oscuro, consolidado irregular, polimítico clasto sostén, fracción grava, subredondeada a redondeada, constituidas por basaltos, tobas, areniscas, con diámetro variable de 1 a 30 cm., tamaño promedio de 10 cm. Matriz arenosa gruesa y fango tobáceo. Se observa intercalado 3 niveles con (cuñas arenosas) de 40 a 50 metros de espesor y son 5 metros aproximadamente de largo, que internamente presentan niveles aconglomeradicos con estratificación oblicua. Base erosiva, geometría lenticular a lensoide, varía espesor teniendo como máximo 20 metros.	16,5
	47MIF/PAL		Subaflorante limolitas tobáceas	3,1 1
		CONGLOMERADO	Verde oliva, consolidado, clasto basalto, tobas, líticos subredondeados, matriz arenosa gruesa a muy gruesa. Base erosiva, gradación (+) a	6,00

			arenisca conglomeradica. En la base masiva y hacia arriba alternancia arenisca conglomeradita y arenisca tobácea con una estratificación paralela (4,5m)	
		CUBIERTO	Subaflorante tobas y areniscas finas	32
		CONGLOMERADO	Verde oliva grisáceo, cosolidado con clastos de volcanitas, tobas subredondeada a redondeada en parte clasto sostén y matriz caótica. Base erosiva. Grosera estratificación paralela hacia arriba.	4,20
12= 13			Nos desplazamos hacia el oste atravesando un falla directa, y ubicamos el punto 13 en una quebrada con dirección NO-SE. AZ=225º I: 21º NO	
		LIMOLITA TOBÁCEA F10	Verde oliva grisáceo, mediana cons., fract., subconc., muy fina a limosa, RHCl(-), semiplástica alteración arcilítica masiva.	6,3
	48MF/PAL	ARCILITA TOBÁCEA	Mediana, consolidada, fract., subconc., verde oliva oscuro, con laminación paralela muy fina várvica. *Estherias* aisladas, bien conservada con algunos restos bituminosos disponiéndose entre las láminas.	0,4
		LIMOLITA TOBÁCEA F10	Gris verdoso claro masiva	3,0
	49MF/PAL	ARCILITA TOBÁCEA F11	Verde olivo oscuro laminación várvica. Restos de láminas de yeso intercaladas.	0,6
		LIMONITA TOBÁCEA F10	Verde oliva grisácea ídem anterior	1,5
		ARENISCA F12	Verde grisáceo claro cons, fract, irreg. RHCl (-). Mediana a finacuarzo-lítica. Subredondeada. Intraclastos	0.15

			tobáceos de hasta 5mm. Aislados. Base irregular, techo plano.	
		LIMOLITA TOBÁCEA F10	Verde oliva ídem anterior.	4.8
		ARENISCA TOBÁCEA F13	Muy fina, gris verdoso muy claro. Cons. Irreg. Comienza con laminación paralela fina y remata con bancos de 10 cm. Presenta briznas carbonosas de 1mm orientadas, intercalan niveles de hasta 5 cm, con laminación paralela fina e importantes restos de carbón, briznas de hasta 3 mm. Remata con 20 cm de los bancos de 10 cm.	0.85
	50 MF/PAL	ANCILITAS F11	Negras medianas, cons, fract, subconc, laminación paralela várvica. Niveles de yeso de 1 cm intercalado c/3 ó 5cm. Abundantes restos de *Estherias* bien conservadas.	2.5
		LIMOLITAS TOBÁCEAS F10	Verde claro idem anterior, con laminación paralela en los 1cm y 10 cm. Contacto neto con arcilitas ant. y hacia arriba son masivas. Semicubierto intercalaciones de limolitas tob. Idem ant y tobas arenosas medianas a finas en bancos de 1 a 10 cm. Masivas	6 6
		TOBA F 14	Verde claro muy cons, silicificada. Laminación microentrecruzado. Base irreg, techo ondulado	0.3
		ARENISCA TOBÁCEA F13	Verde amarillento. Con restos carbonosos abundantes y tallos mediana a fina, líticos. Masiva	3.2
		ANCILITAS TOB F11.	Várvicas, carbonosas. Intercalación de 5 cm.	0.05
		ARENISCA TOB. F13	Idem ant. En la base abundantes intraclastos de ancilita ant. La base erosiva. Gradación (+)	2.2
		TOBA F14	Violácea. Cons, irreg, silicifi	0.6

			Arcilita tobácea: cada. Estratificación ondulante a microentrecruzada. Cubierto.	3
		LIMOLITA F 10TOBÁCEA	Violáceas en la base y verde oscuro arriba. Masiva, subconc.	1.5
		ARENISCA F12	Gris verdosa, mediana a fina masiva. Techo plano, base irreg idem ant. -tob.lít .	0.3
		LIMONITAS TOB. F10	Negras, masivas.	2
		INTERCALACIONES F10DE: LIMONITAS TOB. ARENISCAS	 Moradas, subconc, poco cons, masivas y Gris verdoso, mediana a fina-tob-lít; bien selecc, son migración de óndulas hacia el oeste-sudoeste (en bancos de 10 a 15 cm. Cubierto.	 2 5
		LIMONITAS TOB. F10	Verde oliva, oscuro, idem ant masivas. Restos carbonosos.	1.7
		ARENISCA F12	Gris verdoso, idem ant, base irreg, techo ondulado. Entrecruzado difuso de bajo ángulo Lenticular. Espesor máximo 40 cm.	0.4
		LIMOLITA TOB. F10 CUBIERTO	Verde grisácea.	3 3
		LIM. TOB. F10 INTERCALACIONES DE:	Verde oliva oscuro. Areniscas(F12) y Lim Rojas (F10); % 50-50	8.5 1.2
		INTERCALACIONES F16	Idem, las lim de F10 dominan en proporción 90-10. Definiendo un ciclo (F16) estrato creciente con intercalaciones de areniscas (F12) en los últimos 40 cm. Los bancos de areniscas varían de 2 a 10 cm. Masivos con intraclastos.	2.2
	52 MF/PAL 51 MF/PAL	ARCILITAS ROJAS	En la base, son masivas y hacia arriba se intercalan en forma transicional // con	4,5

			limolitas tobáceas de F10. Las arcilitas rojas (F15) presentan láminas de carbón o bitumen Hacia arriba concluyen con los bancos arenosos de F12. Remata con un banco de 30 cm.	
	53 MIF/PAL	CICLO F16	Idem ciclo ant. En los últimos 3 mts. Están los bancos de areniscas (F12)	7,5
		CICLO F10	Idem., bancos de areniscas en el último metro. Las limonitas tobáceas. (F10) intercalan moradas con verdes. Las areniscas (F12) son más tobáceas.	4
		CICLO F16	Idem ciclo F16. Areniscas aparecen en los últimos 40 cm.	2,6
		CICLO F16	Idem ciclo F16. En el último 1,5 m hay lim. Tob. Gris muy claro laminados, rematando con el banco de areniscas (F12), es una arenisca mediana, Qz-lítica, base irregular, techo plano (1 metro).	4,5
	54 MIF/PAL	LIM. TOB. F10	Verdes claras.	4,80
	55 MIF/PAL 56 MIF/PAL	ARCILITA F11	Negras idem F11 Los primeros 80 cm. Se intercalan las arcilitas negras alternándose con arcillas castañas, laminación, interna presentan una laminación paralela várvica muy fina alternando bandas claras y oscuros con un nivel a los 60m color amarillo ocre de aspecto limolítico. Las arcillas negras tienen aspectos bituminosos y abundantes restos de *Estherias.* Se intercala una caliza de 10 cm. Color castaño rojizo, muy cons., irregular, con base neta plana, techo ondulado, laminación difusa,	2,25

			ondulante, aparente, muy fina, interna, presenta planos con abundantes *Estherias* Una pátina amarillenta con pequeñas grietas de desecación.	
	57MIF/ PAL 59 MIF/PAL		Por encima de esta caliza, continua el nivel con arcilitas grises, con laminación paralela muy fina. Entre las láminas se observa una pátina amarillenta, restos mal conservados de peces, (NIVEL GUIA). No se observan *Estherias.* Abundantes restos carbonosos con briznas de hasta 1 a 3 mm.	
	58 MIF/PAL		En los últimos 50 cm. Se incrementa el material tobáceo perdiendo laminación, presenta un color verdoso. En la base del banco arenoso que sigue se observan calcos de grietas de desecación. Polígonos de 10 a 20 cm. (nota: hacia el oeste esta intercalación alcanza más de 12 m).	
		ARENISCA CONGLOMERADICA F17	Castaño amarillento rojizo-litica, cuarzo, tobácea. Fracción grava de 1-3 cm. De composición variada volcanito-tobas , matriz ligante consituida por arena muy gruesa subredondeada a subangular mal seleccionada con matriz arcillosa escasa. También intraclastos de limolitas de hasta 10 cm flotantes cerca de la base. El primer metro es masivo hacia arriba entrecruzado en artesa difuso. La base es neta suave, irregular con marcas de base. El techo remata con 10 cm de una arenisca media	4,10

			fina con ondulaciones difusas. No se observa gradación clara ya que se alternan lentes con mayor concentración de líticos. Se observan limolitas tobáceas (10 cm) negras con restos carbonosos. Niveles de arenisca, amarillo anaranjado mediana moderada seleccionada, subredondeada a subangular. En los primeros 40 cm. Se presenta en bancos con abundantes intraclastos de limolitas tobáceas gris aplanados subredondeados que varían de 1 a 4 cm en niveles concentrados y orientados hacia arriba hay 3 ciclos de base irregular y techo plano con niveles de intraclastos pero en general se encuentran concentrados hacia el techo de cada ciclo.	2,0
	60 MIF/PAL	LIMOLITA TOBÁCEA	Verde oscuro masiva.	0,4
		ARENISCAS TOBÁCEAS	Muy fina a limolítica con abundantes restos carbonosos- gris verdosos claros con *ripples* difusos.	1.,5
	61 MIF/PAL	LIMOLITA TOBÁCEA	Verde oscura con laminación paralela.	0,6
		CONGLOMERADO	Amarillo pálido, matriz arenosa muy gruesa irregular, líticas, caóticas, transicional // pasa a =	
		ARENISCA	Mediana, amarilla, cuarzo-lítica, subredondeada, moderada // bien seleccionada, escasa matriz arcillosa, presenta un entrecruzamiento planar tangencial en *sets* que van desde 10 cm., los tres primeros en la base a un metro hacia arriba. La base de uno de ellos decapita las pelitas anteriores. Restos de tronco en base Rb283º, i=	6,0

			37º Hacia el medio se ven escapes de H20, se estabiliza un *sets* 40 a 50 cm. Techo plano y endurecido (silicificado).	
			Bajamos por el techo al oeste y punto 15.	
15= 14		ARENISCA	Gris amarillenta, consolidada, irregular, mediana a fina Qz-lítica bien seleccionada , HCl(-). Intraclastos peliticos de hasta 5 mm. Briznas carbonosas orientadas. Se disponen en bancos de 10 a 5cm, definiendo una grano y estrato decrecencia interna//presentan láminas oblicuas por migración de *ripples*, algunos deformados por escape de agua. Transicionalmente pasan a:	
		LIMOLITAS	Gris oscuro, con abundantes briznas carbonosas y laminación paralela delgada.	0.2
	MIF/PAL 62 Y 63	ARCILITAS F14	Negras, poco com., plásticas, c/ laminación paralela muy fina.	0.2
		INTERCALACIONES DE:		
		LUTITA TOBÁCEA F19	Gris azulada, cons, irreg., muy fina. RHCL (-). SE dispone en bancos paralelos de 10 cm, c/algunas lentes arenosas internas. Masivos.	0.7
		ARCILITA	Negras.	
	MIF/PAL 64 y 65	ARCILITA	Negras, carbonosas a bituminosas con laminación paralela muy fina	0,5
		ARENISCA	Castaño amarillenta ,bien consolidada, medianas, capas de 5 a 10 cm.	0,3
		F20	Cubierto: subaflorante, tobas grises. Idem F19, bien consolidada, con laminación paralela fina. Toba arenosa: verde oliva clara mediana a fina, muy tobácea, masiva,	0,5

			base irregular, muy consolidada, intraclastos tobáceos abundantes, hacia el techo hay entrecruzamiento por migración de *ripples* difuso. Es de un espesor variable.	
		LUTITA TOBACEA F19	Laminación paralela muy fina, gris azuladas. Por la mitad de este banco aparece un nivel de *Estherias* escasas. Lateralmente están deformadas deposicionalmente (*slump* en borde de canal).	1,1
		TOBA LIMOSA F21	Muy consolidada, verde oliva claro, base irregular, intraclastos tobáceos, masiva, tallos en la base, geometría irregular.	0,6
		TOBA ARENOSA F20	Amarillo verdoso, muy consolidada, irregular, mediana a fina. Laminación paralela delgada, algunas briznas de carbón, los últimos 30 cm entrecruzamiento por óndulas, geometría irregular	2,6
		TOBA LIMOSA	Idem F21	2,2
		ARENISCA	Lila, gruesa en base y hacia arriba mediana a fina Tob. lit, muy consolidada. RHCl: débil. Abundantes briznas carbonosas menos de 2 mm en la base, algunos intraclastos tobáceos en la base, base irregular, geometría lenticular, estratificación oblicua difusa de gran escala, el techo es ondulado.	6,0

		INTERCALACIONES DE ARENISCA TOBACEA TOBA LIMOSA	Mediana a fina. Idem F21.	1,5
		TOBA ARENOSA	F20	0,8
		TOBA LIMOSA	F21	1,3
		TOBA ARENOSA	F20	0,9
		LUTITA TOBACEA	F19 Grises, laminación paralela.	1,5
		CUBIERTO		1,5
		TOBA LIMOSA	Idem F21	1,6
		TOBA ARENOSA	Idem F20, en 3 ciclos de 0,30m.	0,9
		SEMICUBIERTO	Con tobas limosas.	4,5
		INTERCALACIONES DE TOBA LIMOSA TOBA ARENOSA	F21 F20 En capas de 10 a 20 cm.	1,5
		ARENISCA	Amarilla verdosa, mediana a fina, .tob.-lit. Abundantes intraclastos tobáceos planos, dispuestos en niveles orientados paralelos a las láminas (1 cm). Internamente hay laminación entrecruzada de bajo ángulo. Base erosiva. El cuerpo irregular Hay minerales micáceos.	0,5
	66 MIF/PAL	LUTITA TOBACEA	Idem F19	0,7
		ARENISCA	Castaño verdoso.lit.-tobáceo. Subanguloso a subredondeado, bien seleccionada. Abundantes intraclastos tobáceos en la base, algunos llegan hasta 10 cm, estructura oblicua de gran escala, definiendo capas que varían entre 50 a 10 cm; internamente hay una estratificación paralela a	3,0

			oblicua de bajo ángulo. Rumbo 310º, i:16º a i:25º. Base erosiva, geometría lenticular. Los últimos 50 cm presentan ondulaciones por retrabajo, el techo es ondulado.	
	67 MIF/PAL	TOBA LIMOSA	Idem F21, verde claro con laminación paralela fina.	1,7
		TOBA ARENOSA	Idem F20	0,3
		TOBA LIMOSA	Idem F21	2,1
		INTERCALACIONES DE TOBA ARENOSA TOBA LIMOSA	Donde se observan láminas oblicuas.	1,8
		TOBAS LIMOSAS	Idem F21	2,5
		TOBA ARENOSA	Idem F20, muy silicificada.	0,3
		TOBA LIMOSA	Idem F21	1,2
		TOBA ARENOSA	Lila, mediana, bien silicificada. Base irregular hacia el techo, estratificación paralela grosera.	0,8
		TOBA LIMOSA	Idem F21	0,50
		TOBA ARENOSA	Idem F20	0,60
		INTERCALA CIONES	De F20 y F21, en proporción de 30/70, las F21 son estériles y fract. subconc.	4,2
		ARENISCA CONGLOMERADICA F22	Castaño amarillento, la fracción gruesa está constituida por intraclastos tobáceos orientados según láminas, llegan hasta 3 cm. Base erosiva, gradación positiva, lítica a tobácea, matriz arcillosa escasa, RHCl: negativa, parece poco porosa y permeable. Estratificación entrecruzada en artesa, geometría lenticular	1,7
		TOBAS LIMOSAS	Idem F21	2,3
		ARENISCA F23	Amarillo verdosa pálida, mediana a fina, muy fina. Bien seleccionada. Intraclastos tobáceos flotantes. Internamente presenta una estructura entrecruzada de bajo ángulo y en parte	0,60

			microentrecruzada. El cuerpo es lensoide y tiende a acuñarse en pocos metros. Aparentemente se trata de un *crevasse* de un cuerpo que se encuentra lateralmente.	
		TOBA LIMOSA	Idem F21	0,20
		ARENISCA CONGLOMERADICA F24	Castaño amarillento, similar a F22. La fracción grava está constituida por líticos redondeados, de 3 a 4 cm, se disponen en niveles muy abundantes sostenidos por esqueleto arenoso grueso a muy grueso lit.-tobáceo, subanguloso a subredondeado, Escasa matriz arcillosa, cuñas arenosas intercaladas, entrecruzamiento en artesa grande, base erosiva, gradación positiva; intraclastos en la base. Techo plano, lateralmente se engrosa rápidamente hasta alcanzar un espesor mucho mayor.	1,0
		ARENISCA TOBACEA F25	Verde, con laminación paralela ondulante *climbing* y *flaser*.	0,40
		ARENISCA	Idem F24(*crevasse*s)	0,30
		TOBA LIMOSA	Idem F21	0,30
		ARENISCA	Idem F24, láminas oblicuas.	0,30
	70 MIF/PAL	TOBA LIMOSA	Idem F21	0,20
		ARENISCA	Idem F22, lenticular, estratificación oblicua grande, base erosiva. Castaño amarillenta.	3,2
			Cubierto	3,0
		ARENISCA	Idem F24 (crevasses).	0,30
		TOBA LIMOSA	Idem F21	0,80
		ARENISCA	Idem F24	0,50
		TOBA LIMOSA	Idem F21	0,30
		ARENISCA	Idem F24	0,20
		TOBA LIMOSA	Idem F21	0,10
		ARENISCA	Idem F22. Es oblicua.	3,0
16= 17		INTERCALACIONES DE ARENISCA TOBA LIMOSA	Idem F24	3,0

			Idem F21	
	72 MIF/PAL 73 MIF/PAL		Semicubierto, aparecen tobas limosas.	7,5
	74 MIF/PAL	INTERCALACIONES DE TOBA ARENOSA TOBA LIMOSA	Idem F20 Idem F21. Relación 70% de limo-30% arena.	2,10
		ARENISCA	Idem F24 (*crevasses*).	0,60
		INTERCALACIONES DE TOBA ARENOSA TOBA LIMOSA ARENISCA	Idem F20 Idem F21 Idem F24	8,0
		ARENISCA	Idem F22, estratificación oblicua, intraclastos tobáceos en la base, se adelgaza hacia el oeste.	1,70
	75 MIF/PAL	INTERCALACIONES DE LUTITA TOBACEA ARENISCA TOBACEA LIMOLITA TOBACEA	Gris verdosas,muy claras(40%). Laminación várvica Muy finas, bancos lobulados (20 %) 40%	3,20
		INTERCALACIONES DE TOBA ARENOSA ARENISCA TOBACEA	Idem F20 Idem F22. Bancos de 20 a 30 cm, internamente tienen entrecruzamiento de *ripples* difusos.	6,0
			Cubierto.	21
		ARENISCAS	Idem F22,.oblicua a granescala, intercala niveles limosos, color castaño amarillento.	1,8
		TOBA LIMOSA	Idem F21	1,3
		ARENISCA	Idem F22, No se observa estructura. Intraclastos.	1.0
			Intercalación de toba limosa y toba arenosa.	4.50
18		ARENISCA	Intraclastos tobáceos en base. Base erosiva. Estratificación en artesa difusa. Gradación (+) Hacia arriba se van intercalando	7.0

			niveles de toba limosa. Arriba, castaño amarillento.	
	MIF/PAL 76	TOBA LIMOSAS		2.40
		ARENISCAS TOBÁCEAS	Entrecruzadas de bajo ángulo. Base irregular, Techo ondulado. Intercalaciones de toba limosa y toba arenosa. (50%-50%)	0.90
		ARENISCA	Castaño rojizo. Mediano a fino, muy consolidado, bien seleccionado. Tob-Qz-lítica. Intraclastos tobáceos rojizos. Base irregular y techo plano.	2.10
		INTERCALACIONES DE:	Tobas arenosas y tobas limosas.	1.80
		ARENISCA	Idem F22. Estratificación oblicua. P.C. =Rbo255º i =32º ; Rbo=245º i=30º	1
			Alternancia de toba limosa y toba arenosa. (en relación 80% limosa – 20% arenosa). Las tobas arenosas con abundantes intraclastos tobáceos en base.	6.3
		ARENISCA	Castaño rojizo. Mediana bien seleccionada. Base irregular. Algunos intraclastos tobáceos aislados. Lenticular.	1.25
		TOBA LIMOSA		1.5
		ARENISCAS TOBÁCEAS	Con intraclastos tobáceos. (depósitos lenticulares, base erosiva.)	1.0
		ARENISCAS	Idem F24. Intraclastos tobáceos. Masivas. Los intraclastos en el techo.	1.10
	MIF/PAL 77	TOBAS LIMOSAS		0.30
		ARENISCAS TOBÁCEAS		0.30
		TOBAS LIMOSAS		1.60
		ARENISCAS TOBÁCEAS		0.35
		TOBAS LIMOSAS		1.50
		ARENISCAS	Idem F24, entrecruzadas.	0.50
	MIF/PAL 78	TOBAS LIMOSAS	Moradas y verdes.	1.70
		ARENISCAS TOBÁCEAS	Masivas.	0.80

		TOBAS LIMOSAS	Hacia arriba se hacen más arenosas. Moradas y verdes.	0.30
		ARENISCA TOBÁCEA		0.25
		TOBAS LIMOSAS	Moradas y verdes	0.30
		ARENISCA TOBÁCEA	Con intraclastos.	0.25
		INTERCALACIONES DE	Toba limosa y arenisca tobácea.	3.60
		ARENISCA TOBÁCEA	Intraclastos tobáceos.	0.60
		TOBA LIMOSA	Moradas con bandas verdes.	4.50
		ARENISCA CONGLOMERÁDICA	Castaño rojizo, con intraclastos tobáceos. Base es una grava. En general es gradación (+). Intraclastos de hasta 30cm, en el medio. Concluye con una arenisca gruesa con entrecruzamiento oblicuo difuso. Es lenticular.	1.50
		TOBAS LIMOSAS		0.60
		ARENISCA CONGLOMERÁDICA.	Mediana a gruesa. Lateralmente tiende a amalgamarse con el nivel de arena conglomerádico anterior. Es de geometría lenticular.	0.70
		INTERCALACIONES DE	Tobas limosas (60%), tobas arenosas (20%) y areniscas tobáceas (20%).	8.0
		ARENISCA	Con intraclastos. Lateralmente se engrosa rápidamente. Lenticular. Base erosiva, techo plano.	0.5
	MIF 79	TOBAS LIMOSAS		3.0
		ARENISCA	Con intraclastos. Lenticular.	0.30
		TOBAS LIMOSAS Y TOBAS ARENOSAS		6.0
		ARENISCA TOBÁCEA	Con intraclastos tobáceos. Morada y verde.	1.0
		ARENISCA CONGLOMERÁDICA	Idem F22. Castaño rojizo. Entrecruzamiento oblicuo difuso.	3.20
		INTERCALACIONES DE	Limonitas tobáceas y tobas arenosas moradas. Dominando las primeras abajo y las segundas arriba. En la parte superior los bancos de 30 a 40 cm presentan contactos ondulantes. Lateralmente el banco se va amalgamando con otros	13.5

			niveles arenosos y se engrosa hasta llegar a tener más de 20 metros. La base de este conjunto arenoso es altamente erosiva y llegar hasta el nivel de las lutitas tobáceas con peces y *Estherias*. Lateralmente presenta varas discontinuidades. Observándose contactos erosivos, reactivaciones y niveles con intraclastos tobáceos que en la base llegan a tener 30 cm. Asimismo hay varios niveles de conglomerádicas finos de líticos de hasta 5 cm. Intraclastos. Internamente domina el entrecruzamiento en artesa sobre el plano. Queda por definir si hay megaestructura oblicua. La gradación es (+).	
		Conglomerados	Castaño rojizo, bien conservado, clastos bien redondeados, principalmente tobáceos de hasta 5 cm, en promedio son de 3 cm. El esqueleto formado por arena gruesa subangulosa, toba Qz-lítica. Escasa matriz arcillosa. Base erosiva, bien neta, incorpora intraclastos tobáceos de hasta 30 cm. Internamente presenta discontinuidades internas e intercalaciones arenosas. Geometría lenticular. Estrat. entrecruzada plana. Gradación (+) Hacia arriba continúa esta secuencia (hacia el norte) con bancos lenticulares morados.	17.0
19			Cubierto	7,0
		ARENISCA	Castaño rojiza, fina, muy consolidada, matriz tobácea, base erosiva neta.	1,0

		TOBA ARENOSA	Gris verdosa, fina, masiva a parcialmente estratificada fina, planos netos.	1,80
		TOBA ARENOSA	Idem.	3,2
		ARENISCA	Verde amarillento, fina, lítica, cemento calcáreo, base neta ondulante, en ciclos separados por toba arenosa.	1,6
		SEMICUBIERTO	Tobas limosas y arenosas, idem.	2,80
		ARENISCA TOBACEA	Morada, muy fina. Muy consolidada, calcárea, aspecto. Plano transicional.	0,60
		SEMICUBIERTO	Tobas limosas y arenosas verdes y moradas con concreciones esferoidales carbonatos y sulfuros.	2,6
		ARENISCA TOBACEA	Castaño amarillenta, lenticular, retrabajada al techo.	0,60
		TOBA ARENOSA Y LIMOSA	Verdes y moradas. Idem.	1,3
20		ARENISCA TOBACEA	Castaño amarillenta. Idem anterior.	2,55
		TOBA ARENOSA Y LIMOSA	Entrecruzamiento paralelo muy bioturbado, tubos verticales delgados.	3,85
		ARENISCA TOBACEA	Masiva, fina , aspecto bioturbado	2,6
		TOBAS ARENOSAS	Verdes, idem anterior, con algunas intercalaciones de arenisca tobácea lenticular. Bancos de 20 cm Bioturbaciones	3,85
		TOBAS ARENOSAS Y LIMOSAS	Bancos de 20 cm. Verde y gris. Aspecto bioturbado.	2,80
	80 MIF/PAL	SEMICUBIERTO	Intercalaciones de todas arenosas y limosas, idem. Predominancia de estos con algunas intercalaciones de arena tobácea. Hacia la parte superior intercalaciones de limolita tobácea, color oliva con laminación paralela, algo de carbón.	7,0
		ARENISCA TOBACEA	Idem anterior.	0,50
		TOBA LIMOSA Y ARENOSA	Semicubierto.	5,4
		TOBAS ARENOSAS	Verdes.	1,5

		TOBA	Verde claro, fina, muy consolidada, masiva. RHCl negativa. Base ondulante, hacia el techo, retrabajo en tres ciclos.	1,5
		FANGOLITA	Tobácea, verde, clastos aislados de toba laminada.	0,15
		ARENISCA TOBACEA	Gris verdoso (rosada), en la base intraclastos de hasta 2 cm de toba fina a media, en los primeros 20 cm, enseguida desaparecen y tiene un poco de laminación paralela. Base erosiva lenticular pasa de 1 a 4 m en 30 m lateralmente. Gradación positiva.	2,0
	81 MIF/PAL	LIMOLITA TOBACEA	Verde oscuro, expansible, laminado algo carbonoso.	1,5
		ARENISCA	Castaño rojizo, mediana a grueso, en la base, niveles con intraclastos orientados. Base neta planar suavemente ondulante Gradación positiva pasa a limo tobáceo con laminación paralela. Cuerpo A.	1,2
		LIMOLITA TOBACEA	Idem verde.	0,30
		ARENISCA	Idem. Castaño rojizo anterior con intraclastos. Cuerpo B.	1,5
		LIMOLITA TOBACEA	Idem verde.	0,5
		ARENISCA	Idem, castaño rojizo anterior.	1,7
21		TOBA ARENOSA	Verde grisáceo, fina, masiva, hacia arriba presenta estratificación paralela delgada difusa	1,5
		TOBA	Verde amarillento, consolidada, mediana, irregular, cristales de biotita, bancos de 40 cm, masiva internamente, base irregular. El cuerpo es lenticular. Presenta discontinuidades internas entre los bancos. Es estrato decreciente. En 30 m pasa a 3 m. RHCl: negativa.	6,0
		TOBA	Blanca consolidada, irregular, mediana, algo arenosa, masiva dispuesta en bancos paralelos que varían	3,0

			de 5 a 15 cm. Intercalan niveles de tobas limosas blancas idem de 1 a 2 cm algo lajosas.	
		TOBA	Castaño verdosa en bancos tabulares de base irregular y todo plano intercalados con pequeños niveles de 2 o 3 cm de limonitas tobáceas y se diferencian tres ciclos.	1,2
		ARENISCA TOBACEA	Verde oliva mediana, subangulosa, clastitos de toba castaña ligados por matriz tobácea verdosa. Gradación positiva. Base irregular. Techo plano.	0,50
		TOBA	Blanca idem anterior.	2,0
		TOBA	Idem, verde amarillento, algunos cristales de biotita mediana a fina, en base irregular. Techo plano. Dos ciclos uno de 30 cm, luego hay 10 cm de limolita tobácea verde, luego pasa a un ciclo mayor. Masiva.	1,50
		SEMICUBIERTO	Tobas arenosas y limosas blancas y verdes.	4,0
		TOBA	Verde amarillenta idem anterior. Ciclos de 20 -30 cm.	2,0
	82 MIF/PAL		Intercalaciones de arenisca tobacea y limolita tobácea.	2,5
		ARENISCA TOBACEA	Consolidada, castaño amarillento, irregular, mediana, constituida por clastitos de toba, escasos líticos, matriz tobácea y algunos intraclastos tobáceos de hasta 1 cm. Base irregular erosiva. Presenta internamente entrecruzamiento plano en la base de hasta 15 cm y de la mitad hacia arriba estratificación paralela hasta entrecruzado .Plano de bajo ángulo. Geometría lenticular. Gradación positiva.	6,0
	83MIF/PAL	LIMOLITA TOBACEA	Verde oliva, consolidada, lajosa, no plástico.	1,0

			laminación paralela delgada con algunas intercalaciones que llegan a arcilitas.	
		INTERCALACIONES DETOBAS ARENOSAS Y LIMOLITAS TOBACEAS	Proporción 70-30. Las tobas son castañas rosados en bancos de 30 y 50 cm de base irregular y techo plano. Internamente presenta migración de meso óndulas difusas. Cuerpo irregular.	6,0
22		LIMOLITAS TOBACEAS	Idem anterior.	2,5
		TOBA ARENOSA	Castaño rosado Idem anterior	1,0
			Cubierto subaflorante. Tobas arenosas y limosas. Idem anterior.	13,5
		ARENISCAS	Castaño rojizo, consolidada. RHCl: negativa, mediana a gruesa,.subangulosa a subredondeada. Selección escasa. Matriz con intraclastos tobáceos de 1 a 2 cm. Base erosiva, geometría lenticular. Entrecruzamiento en artesa hacia la base y mediana en el techo. El otro 1 m otro ciclo idem. con conglomerado fino y llega a arenisca gruesa. Gradación positiva.	3,0
		INTERCALACIONES DE TOBAS Y LIMOLITAS TOBACEAS	Idem anterior en bancos tabulares con 2 niveles de arenisca tobácea mediana, con intraclastos .en el techo. De base irregular con techo convexo. Presenta entrecruzamiento plano con sets de 50 cm y lenticulares (*crevasses*).	15,0
	MIF/PAL 84	ARENISCA	Castaño amarillento consolidada, irregular, conglomerádica en la base clastos de 3 cm. El esqueleto está constituido por arena subangulosa, con escasa matriz arcillosa con abundantes restos carbonosos de 1 mm. Gradación positiva. Base erosiva. RHCl: positiva Entrecruzamiento planar oblicuo difuso.	5,0

		CUBIERTO	Tobas y limonitas verdes idem anterior.	6,0
		ARENISCA	Idem anterior, base erosiva irregular con estratificación paralela hacia arriba 2. uno de 1 m y otro de 30 cm de entrecruzado plano.	4,0
	85 MIF/PAL 86 MIF/PAL		Intercalaciones de tobas arenosas y limosas con tobas. Tres ciclos lenticulares con intraclastos.	8,0
		ARENISCA	Idem castaño amarillento en la base conglomerádica con intraclastos tobáceos 4-5 cm grueso a muy grueso. Gradación positiva. Estratificación entrecruzada plana y oblicua, posiblemente acreción lateral. Geometría lenticular. Base erosiva y está cortada hacia el techo por otro banco. Idem que pasa en 5 m a 11 m en 20 m. 1º ciclo: 6 m 2º ciclo : 5 m Hacia arriba los ciclos desarrollan unos *sets* de entrecruzamiento plano de 30 cm.	11,0
23	87MIF/PAL	SEMICUBIERTO	Tobas arenosas y limosas, verdes y moradas. Ciclos de 1 m.	12,5
		ARENISCA	Castaño rojizo idem anterior, lenticular entrecruzamiento plano.	1,5
	88MIF/PAL	SEMICUBIERTO	Con tobas limosas.	1,5
		ARENISCA CONGLOMERADICA	Castaño rojiza idem anterior. Gradación positiva. Dos ciclos entrecruzamiento difiuso. Base erosiva intraclastos tobáceos.	6,0
		TOBAS LIMOSAS	Verdes y moradas con intercalaciones de tobas arenosas y areniscas tobáceas. Semicubierto.	10,5
	89MIF/PAL	LIMOLITAS TOBACEAS	Moradas, presentan perforación vertical de ½ cm de diámetro y varios cm de largo (planicie de	6,0

			inundación).	
		ARENISCAS	Castaño rojizo, mediana a gruesa en la base conglomerádica con intraclastos pelíticos y líticos de 1 a 3 cm, subredondeados. Base erosiva, con estructura entrecruzada plana. Los sets de debajo de 1 m y hacia arriba se hacen más chicos. Acreción lateral? Gradación positiva, lenticular. PC: 270/16-262/14.	6,0
	90 MIF/PAL		Semicubierto, tobas limosas y arenosas moradas.	8,50
24 25		ARENISCA	Castaño rojizo, idem anterior. Conglomerádica en la base muy gruesa hacia arriba más fina. Gradación positiva, entrecruzada plana. Nos desplazamos en próxima quebrada el punto 25 lateralmente hacia el este por este tramo.	5,50
	91 MIF/PAL	INTERCALACIONESDE LIMOLITA TOBACEA	Castaño oscuro con verdes y morados. Aparecen bancos de areniscas idem anterior de 30 cm con migración de meso-óndulas. Doce niveles lenticulares que lateralmente ganan espesor. En los primeros 6 metros. Luego dominan limonitas tobáceas y tobas moradas.	16,0
		TOBA ARENOSA	Gris verdosa, rosada, mediana a fina, masiva.	0,30
		TOBAS LIMOSAS	Verdes y moradas.	1,5
		ARENISCAS	Color castaño grisáceo medianamente consolidado, grueso a muy grueso. Es lítica. Escaso mater. tobáceo. Base erosiva. Gradación positiva. Estratificación Entrecruzada plana difusa.	1,5
		CUBIERTO		1,5
		LIMOLITA TOBACEA	Moradas, idem anterior.	4,5
		ARENISCA TOBACEA	Gris verdosa, mediana a fina, bien seleccionada subredondeada. Base y techo	

			irregular. Abundantes perforaciones (50 cm).	
		LIMOLITAS TOBACEAS	Moradas y verdes Idem anterior.	6,0
		ARENISCA TOBACEA	Gris verdosa. Idem anterior. Base irregular. Entrecruzamiento difuso,lateralmente pasa a una arenisca conglomerádica con base erosiva. Entrecruzamiento plano, intraclasos tobáceos.	4,0 3,0
	92 MIF/PAL	LIMOLITAS TOBACEAS	Moradas y verdes. Idem anterior.	7,0
		ARENISCA TOBACEA	Gris verdoso. Idem anterior.	1,5
		LIMOLITAS TOBACEAS	Moradas y verdes. Idem anterior.	9,0
		CONGLOMERADO	Castaño rojizo con intraclastos tobáceos 20 cm líticos redondeados, flotantes, base erosiva, lenticular (0,50).	0,50
		ARENISCA CONGLOMERADICA	Castaño rojizo, consolidado, lítico, tobácea, escasa matriz (buena arena). Hay niveles de intraclastos y líticos que se intercalan. Estructura entrecruzada plana en los primeros 1,50 m y en artesa hacia arriba, 1 m. Discontinuidad interna, nuevo pulso conglomerado. Entrecruzamiento oblicuo. Presencia de líticos e intraclastos tobáceos hasta 5 cm. Pasa transicionalmente.	45,0
	93 MIF/PAL	ARENISCA CONGLOMERADICA	Castaño rojizo, estratificación oblicua a gran escala (entrecruzada plana) Intercalan niveles conglomerádicos con líticos de 3-4 cm e intraclastos hasta 10 cm. Marcas de bioturbación.	33,0
			Nuevo pulso conglomerádico en la base. Gradación positiva, hacia arriba se hace más tobáceo. Domina la estratificación entrecruzada	6,0

			plana.	
26			Nos alejamos hacia el oeste, debido a que al este hay una falla de desplazamiento incierto.	
	94MIF/PAL		Semicubierto, tobas moradas y verdes. Se intercalan bancos de arena tobácea gris verdosa de 30 a 60 cm de espesor bastante tabulares, muy continua y se corta el este por una falla (26 m).	35
		ARENISCA CONGLOMERADICA	Castaño rojizo. Con conglomerados en la base. Con líticos redondeados de hasta 3-4cm hacia arriba. Quedan solamente en niveles aislados. El esqueleto es de arena. Gruesa a sabulita es lit-Qz-tobácea. Con escasa matriz. Poco consolidado. Base erosiva. Entrecruzamiento plano con *sets* de 50cm a 1m. Se midieron paleocorrientes.	9.0
			Semiabierto con tobas moradas y verdes con intercalaciones de bancos de arena tobácea.	20.0
		Arenisca conglomerádica	Castaño rojizo, idem anterior.	8.0
			Semicubierto.	50
27		Arenisca conglomerádica	Castaño rojizo idem anterior.	3.0

Perfil: Cañadón Asfalto-Sauzal

Punto	**Muestra**	**Litología**	**Descripción**	**Espe - sor (m)**
1		BASALTO	Verde claro, meteorizada, alterada, con vesículas rellenas por calcita.	> 10m
2		CALIZA	Castaño amarillento oscuro, *grainstone*, masiva, gradación positiva, plano neto e irregular. Participación arenosa en la base con algunos restos vegetales.	0,20
	1P	CALIZA	Color idem, *mudstone*, capas masivas de 10 cm, planos ondulantes, intercalan niveles laminados.	0,60
		TOBA CALCAREA	Amarillo anaranjado, friable, fina a media, en la base arenosa, lateralmente pasa a conglomerado tobáceo, fino masivo, con gradación normal a pelita tobácea con laminación paralela.	0,20
	2 MIF/PAL 3 MIF/PAL	CALIZA	*Mudstone*, gris amarillento, físil, laminación ondulante, fina. Remata con 10cm de toba con arenisca amarillenta, idem anterior e intercalaciones de yeso.	0,50
		LIMOLITA TOBACEA	Gris rosado, con laminación paralela deformada.	0,20
		CALIZA	*Mudstone* castaño amarillento oscuro, masivo, dos capas de 20 y 40 cm, base transicional, superficies limitantes irregulares, estrato creciente. En el techo superficie de exposición.	0,60
		TOBA	Castaño amarillento, consolidada, masiva, laminación paralela, superficie de exposición con disolución y aspecto brechoso.	0,70
	4 P	TOBA	Idem anterior, ciclos de 15 a 20 cm, estrato creciente, superficie de disolución, Hacia arriba toba laminada y deformada, con nódulos de pedernal,	1,00

			laminación de aspecto algáceo.	
	5 MIF/PAL	TOBA	Gris amarillento, físil, laminación fina paralela a ondulante. Ciclos de 10 cm. En la base pelitas carbonosas grietas de desecación al tope.	0,60
		TOBA y CALIZA TOBACEA	Amarilla, intercalaciones de capas masivas con otras laminadas.	1,50
		TOBA LIMOSA	Amarilla grisácea, laminada, capas de 10 cm. Intercala niveles brechosos, laminación deformada.	1,50
	6 MIF/PAL	ARCILITA	Castaño oscura, carbonosa, poco consolidada, laminación paralela, intercalan margas en niveles delgados de 1 a 2 cm con laminación ondulate. Hacia arriba pasa a caliza micrítica laminada y deformada. Remata con toba masiva y deformada.	0,50
		CONGLOMERADO	Amarillo, fino, tobáceo.	0,10
		TOBA BRECHOSA	Gris amarillento	0.30
	7P	TOBA	Gris amarillento, laminación paralela, deformada, en parte casi convoluta, con nódulos silíceos pequeños. Intraclastos carbonosos. Ciclos de 10-15 cm. Remata con superficie bioturbada y grietas de desecación. Actividad algácea.	3,00
	8 MIF/PAL	ARCILITA	Castaño amarillento, poco consolidad, restos de tallos.	0,10
		TOBA	Idem anterior. Capas de 10 cm. Semicubierto. Bancos tabulares con estructura mamelonar.	4,00
		CUBIERTO		5,00
		TOBA	Idem anterior. Silicificación con estructura algácea y módulos de pedernal. Intercala niveles pelíticos de 2-4 cm. Capas de 10-15 cm. Reacción calcárea débil a moderada en partes.	1,50
		CUBIERTO		4,00
	9 MIF/ PAL	ARCILITA	Gris oscuro. Poco consolidado a friable. Hacia arriba intercala limolita calcárea en bancos de 2-3 cm con laminación paralela y ondulante.	0,60

		CUBIERTO		5,00
		TOBA CALCAREA	Consolidada. Masiva. Capas tabulares 10 -15 cm. Gris amarillento. Niveles con intraclastos pelíticos o clastos pumíceos.	0,70
	10P	TOBA	Gris amarillento. Gruesa a lapillítica. Masiva. Matriz media con finos clastos pumíceos. Base irregular masiva. Flujo. Micas negras (biotita) en cristales hexagonales pequeños.	0,50
		TOBA	Verde, lapillita. Poco consolidada. Masiva. Matriz fina con mica, y clastos blandos verdes y/o bituminosos.	2,00
2		CALIZA TOBACEA	O toba calcárea. Idem anterior. Gris amarillenta. Muy silicificada. Laminación paralela y ondulante a deformada con nodulitos de pedernal oscura. Gradación normal. Intercala niveles delgados de toba fina friable, amarillentos, calcáreos.	1,40
	11 MIF/PAL	CALIZA	Varves. Ciclos de menos de 1 cm de espesor de una capa de caliza castaña (90%-95%) y otra clara (5%) calcárea más fina. Intercala láminas de yeso. Espesor promedio de los ciclos 3-4 mm. La estructura predominante es laminación paralela y ondulante gruesa, pero también niveles con aspecto algáceo o deformado.	0,60
		CALIZA	*Boundstone* o *packstone* brechosa con gradación inversa.	0,15
		TOBA ARENOSA	Castaño violáceo. Restos carbonosos abundantes. Masiva.	0,15
		CALIZA	Idem Varves anteriores. Ciclos de 1-1,5 mm hasta 3-4 mm hacia arriba.	0,50
		TOBA	Amarillo verdoso. Laminada.	0,05
		CALIZA	Idem varves anterior.	0,50
		CALIZA	Idem anterior. Castaño.	0,05

			amarillento. Capas más gruesas con laminación algácea más manifiesta.	
		CALIZA	Idem anterior. No se ve el aspecto de varves. Más laminación algácea. Grano un poco más grueso Ciclos estrato y granocrecientes.	0,60
		CALIZA	Idem anterior. Aspecto brechoso alterado. Hacia arriba aspecto más grueso por fragmentos mayores.	1,10
		ARCILITA	Verde oliva. Masiva. Calcárea. Tobácea. Fragmentos carbonosos.	0,05
		CUBIERTO	Se ven algunos niveles de caliza laminada con aspecto algáceo estromatolítico.	6,00
		CALIZA	Gris amarillento claro con bandeamiento algáceo. Intercalaciones arcillosas Ciclos con laminación oscura 3 mm y laminación clara 1 mm Inclusiones carbonosas que son drapeadas por las láminas.	2,50
	12 MIF/PAL 13MIF/PAL	CALIZA	Estromatolito. Gris castaño. Consolidada. Cuerpo tabular con laminación estromatolítica. Intercala un nivel político color gris muy oscuro con carbón en fragmentos. Hacia arriba va perdiendo el carácter estromatolítico y se vuelve más brechoso. Remata con 10 cm de brecha calcárea con clastos de hasta 2 cm.	0,50
	14 MIF/PAL	ARCILITA	Gris oscuro. Friable, Masiva.	0,30
		BRECHA	Calcárea. Idem anterior.	0,30
		CALIZA	Idem anterior. Laminación algácea Deformación pene-contemporánea. Intercala niveles tobáceos amarillos. También intercalaciones brechosas.	1,20
		CALIZA	Idem anterior. Semicubierta remata con arcilita gris.	1,50
		CALIZA	Estromatolítica. Idem anterior.	0,40
		CUBIERTO		1,10
	15 P	CALIZA	Estromatolítica. Idem anterior.	0,40

			pero no bien definida.	
		CUBIERTO		1,50
		CALIZA	Idem anterior. Aspecto estromatolítico. Incorpora toba amarillenta fina que se hace más importante hacia arriba.	0,60
		SEMICUBIERTO	Limonitas tobáceas y calcáreas en parte con bandeamiento algáceo. Algunas intercalaciones de arcilitas oscuras. Mayor participación tobácea.	11,00
		TOBA CALCAREA	Y Calizas tobáceas. Gris amarillento. Consolidada, físil,lajosa..Laminación paralela y ondulante media. En partes aspecto várvico. Deformada por sobrecarga.	2,50
3	16P 17P	BASALTO	Muy alterado. Color tgris verdoso a verde oscuro. Varias coladas vesiculares más o menos alteradas. Semicubiertos. Vesículas rellenas con calcita y material bituminoso. Espesor a definir por plancheta. Hacia el tope, 2 m debajo del punto 4, vetas de yeso con asfalto.	720,00
		ARENISCA	Castaño amarillento oscuro. Fina. Calcárea. Aspecto bioturbado. Plano transicional.	0,20
4	18 MIF/PAL	LIMOLITA CALCAREA	Castaño grisáceo. Laminada. Reacción HCl fuerte. Intercalan niveles delgados (5 cm) de caliza (*mudstone*) Restos de tallos.	0,70
		CALIZA	Gris castaño. Consolidada. Masiva. Tabular. Plano neto. Mudstone	0,30
		LIMOLITA CALCAREA	Idem anterior. Laminada.	0,10
		CALIZA	*Mudstone*. Idem anterior. Banco irregular con engrosamientos que deforman hacia arriba y abajo. Lateralmente pasa a una capa tabular de 20 cm.	0,35
		LIMOLITA CARBONOSA	Castaño oscuro. Reacción. HCl. Laminación paralela.	0,70

	19 MIF/PAL		Niveles carbonosos bastante continuos de más o menos 2 cm de espesor. Laminación deformada aparentemente por los engrosamientos del banco infrayacente. Hacia arriba Arenisca: muy fina masiva. Gris amarillento. Plano transicional.	
		CALIZA	*Mudstone*. Idem anterior. Base irregular. Color gris, amarillento. Laminación difusa y aspecto retrabajado al techo.	0,20
		LIMOLITA	Idem anterior. Reacción HCl : negativa.	0,10
		CALIZA	*Mudstone* masiva idem anterior con nódulos de sílice..Masiva. Base ondulante irregular.	0,15
		LIMOLITA	Gris oscuro. Laminada.	0,05
		CALIZA	Idem anterior. *Mudstone*. Masiva. Tope irregular con grietas de desecación.	0,17
	20 MIF/PAL	LIMOLITA	Algo carbonosa, laminación fina, friable. Gris castaño claro a gris amarillento, con caliza *mudstone* Idem anterior, en capas de 8-10 cm. Masivas, tabulares.	0,30
		CALIZA	*Mudstone*. Idem anterior. Base irregular. Techo plano	0,10
		LIMOLITA	Idem anterior con caliza en capas delgadas. Laminación paralela y ondulante. Hacia arriba limolita arenosa.	0,70
		CALIZA	Con bandeamiento algáceo y laminación ondulosa mal definida. Banco irregular.	0,60
		LIMOLITA	Poco consolidada. Gris oscura-negro. Aspecto bituminoso. Laminación paralela. Intercala *mudstone* gris claro, un banco de 10 cm.	0,60
	21 MIF/PAL	SEMICUBIERTO	Pelitas oscuras con *mudstone* intercalados. Las pelitas hacia arriba son verde amarillento.	2,20
		LIMOLITA CALCAREA	Castaño amarillento oscuro, lajosa, poco consolidada. Restos carbonosos y abundantes *Estherias*. Los restos carbonosos muy	1,30

	22 MIF/PAL		abundantes en niveles. Laminación ondulante mal definida. Plano transicional. Gradación inversa a limolita arenosa.	
		LIMOLITA	Verdosas a castaño oliva. Expansibles.	1,50
		LIMOLITA CARBONOSA	Gris oscuro- negro. Friable.	0,10
		CUBIERTO		2,30
		CALIZA	*Mudstone* gris amarillento. Masiva con nódulos silíceos. Aspecto bioturbado. Concreciones. Paleosuelo.	0,40
	23 MIF/PAL	LIMOLITA	Carbonosa. Idem anterior. Laminada. Restos de troncos semi silicificados, semicarbonizados. Niveles carbonosos delgados (5 mm) Hacia arriba más arenoso.	0,50
	24 MIF/PAL	CALIZA	Arenosa. Amarillo oscuro. Consolidadal, irregular a lajosa. Capas de 3-4 cm con intercalaciones políticas entre ellos. Restos carbonosos y de bivalvos (¿) pequeños y *Estherias.* En partes aspecto coquinoideo hasta verdadera coquina.	0,50
		CUBIERTO		0,50
		CALLIZA	*Mudstone* .Masiva, bioturbada. Idem anterior (paleosuelo?) Nódulos silíceos de 10 cm de diámetro.	0,20
	25MIF/PAL	SEMICUBIERTO	Limolita carbonosa .Idem anterior con intercalaciones calcáreas y arenosas delgadas.Pasa a :	4,50
	26 MIF/PAL	CALIZA ARENOSA	Idem anterior con abundantes fósiles y restos carbonosos. Estratificación paralela fina y ondulante mal definida. Coquina, capas de 5 cm más o menos. Estructura con aspecto ondulante (*ripples*?) mal definida. Gradación inversa. Las valvas parecen estar orientadas paralelas a los planos, valvas muy pequeñas (bivalvos?) y *Estherias*.	0,50

		CALIZA	*Mudstone*. laminada intercalada con limolita calcárea laminada.	1,00
		CALIZA	Coquina. Idem anterior.	0,15
		CUBIERTO		0,50
	27 MIF/PAL	CALIZA	*Mudstone* gris amarillento. Poco consolidado. Masivo. Con abundante.	0,30
		CUBIERTO		2,00
5		CALIZA	Gris amarillento claro. Consolidada. Formación irregular. Aspecto masivo, brechosa, bioturbada. Hacia arriba intercala niveles con estructura algácea y desarrollo de engrosamientos con estructura estromatolítica y monticular irregular.	6,00
	28 MIF/PAL	BRECHA CALCAREA	Gris amarillento claro.Caliza con aspecto brechosa. Retrabajo y destrucción de estromatolitos.	2,00
		CUBIERTO		25,00
		MARGAS	Castaño oscuro. Consolidadas. Formación lajosa. Laminados. Capas de 3 cm. Restos carbonosos. Intercala con limolita amarilla con laminación paralela delgada. Restos de tallos. Hacia arriba un nivel de 5 cm de limolita carbonosa. Pasan a capas de 4-5 cm de *lumachela* de *Estherias* algo tobáceas. %-6 niveles con fósiles con delgadas intercalaciones de pelitas. Con niveles más cercanos al tope, límite con basalto, parecen quemados.	2,50
	29 P	BASALTO	Gris oscuro o negro, verdosa por alteración. Muy fracturado grano fino. Alvéolos pequeños (1-2 mm). Grietas rellenos por material calcárea fibrosa.	21,00
	30 P	LIMOLITA TOBACEA	Castaño grisáceo. Consolidada. Restos de *Estheria*. Masiva. Estratificación paralela fina. Intercala niveles con laminación paralela y ondulante calcárea. Hacia	4,50

			arriba quemada por el basalto.	
		BASALTO	Idem anterior. Verdoso. Bastante alterada. En partes friable.	7,00
	31 MIF/PAL	LIMOLITA	Laminadas, en parte carbonosas, con caliza (*mudstone*), intercalados en bancos delgados e irregulares. Las pelitas de color castaño oscuro. Las calizas con aspecto brechoso. Restos de *Estheria.* También pelitas oscuras de aspecto bituminoso.	2,00
		CALIZA	*Mudstone*. Gris amarillento. Laminación ondulante. Nódulos silíceos.	0,40
		LIMOLITA CALCAREA	Gris oscuro y limolita carbonosa laminada.	0,15
		LIMOLITA CALCAREA	Con *Mudstone* en el techo. Capas tabulares. Plano neto ondulante.	0,35
	32 MIF/PAL	LIMOLITA CALCAREA	Con abundantes restos carbonosos dispersos. Laminadas. También restos de troncos semicarbonizados. Hacia arriba más fina laminada sin los fragmentos carbonosos. Muestras del tope.	1,50
		CALIZA	*Grainstone*, fina gris amarillento. Capas de 4-5 cm, masivo, base y techo ondulante, con intercalaciones delgadas de limonitas laminadas.	0,30
		LIMOLITA	Castaño oscuro a gris. Laminada con 2 cm de yeso en el tope.	0,30
		CALIZA	Idem anterior. Masiva. Grainstone muy fino. Bioturbado.	0,15
	33 MIF/PAL	LIMOLITAS	Gris oscuro a gris castaño, con intercalaciones delgadas de yeso y una capa de 20-30 cm de yeso, en la base. También troncos solidificados caídos en la pelita.	1,60
	34 MIF/PAL	LIMOLITAS	Oscuras, laminadas con niveles delgados de yeso y niveles calcáreos. Abundantes bivalvos pequeños (8mm).	0,30

		LIMOLITA	Idem anterior. Laminación ondulante.	0,60
		CALIZA	*Grainstone* muy fino. Masivo. Gris amarillento.	0,10
		LIMOLITA	Idem anterior. Laminación ondulante con intercalaciones delgadas (2-.3 cm) de *mudstone*. Gris amarillento y algunos niveles tobáceos al tope. Quemada arriba por el basalto y deformados las capas superiores.	0,50
6		BASALTO	Gris oscuro o negro. Bastante fresca. Muy fracturado. Muy consolidado. Incipiente disyunción columnar. Grano fino.	
7		CALIZA	Gris amarillento. Consolidado-muy consolidado. *Grainstone* Capas 5-10 cm, irregulares, aspecto brechoso, abundantes nódulos silíceos, irregulares e subesferoidales de 3-4 cm de diámetro. Muy fracturado. Intercala niveles de basalto alterado.	12,00
		TOBA	Verde, consolidada, masiva,areosa y toba gris amarillenta calcárea. Semicubierto.	0,50
		TOBA Y BASALTO	Idem anterior y caliza idem. Con intercalaciones basálticas. Semicubierto. Parece basalto con algunas inclusiones tobáceas y calcáreas.	21,00
8		BASALTO	Idem anterior. Semicubierto. Alterado. Remata con una zona muy alterada y agrietada con brechas carbonáticas y relleno calcita en grietas.	
9		ARENISCA CALCAREA	Amarillo grisáceo. Poco consolidado. Masiva. Plano ondulante. Hacia arriba, laminada.	0,15
	35 MIF/PAL	LIMOLITA	Gris oscuro. Laminada. Reacción HCl: negativa. Con *Estheria* y restos fragmentarios de valvas y tallos.	0,60
		CALIZA	*Grainstone*. bioclástico. Amarillo grisáceo. Banco	0,15

			tabular, se engrosa lateralmente de 5 a 15 cm.	
	36MIF/PAL	ARCILITA	Gris muy oscuro con *Estheria* y fragmentos carbonosos. Muy finamente laminada. Hacia el techo algo arenosa. Reacción HCl: negativo. En el tope 2 cm de carbón.	1,50
		CALIZA ARCILLOSA	Castaño amarillento. Friable. Intercala caliza bioclástica con bivalvos de 2 cm.	0,50
		ARENISCA	Amarilla. Poco consolidada, masiva.	0,05
		LIMOLITA	Gris oscura, laminada.. Idem anterior con fragmentos carbonosos.	0,25
		ARENISCA	Gris amarillento. Fina. Calcárea. Estratificación *hummocky*.	0,15
		LIMOLITA	Gris verdosa. Laminada. Fragmentos carbonosos.	1,50
		CONGLOMERADO	Gris castaño. Consolidado, fino, plano neto. Entrecruzamiento planar de bajo ángulo. Intraclastos de toba y pelita. Fragmentos carbonosos y niveles discontinuos carbonosos. Intercala arenisca muy fina, en lentes con entrecruzamiento al definido. Cemento calcáreo. Ciclos de más o menos 30-40 cm .Conglomeradoscon 10-20 cm de arena.Gradación inversa.	1,50
	37MIF/PAL	LIMOLITA	Gris verdoso. Laminada. Fragmentos carbonosos.	0,80
		CONGLOMERADO	Idem anterior. Medio. Plano erosivo. Masiva a con entrecruzamiento grosero. Intercala arenas idem anterior. Gradación positiva. Hacia el techo limolita tobácea. Gris verdoso.	2,20
		CONGLOMERADO	Idem anterior positiva.	0,30
		LIMOLITA TOBACEA	Gris verdosa. Idem anterio.r	0,70
		CONGLOMERADO	Idem anterior gradación positiva. Base erosiva. Entrecruzamiento en artesas amplios mal definidos.	0,50

		CONGLOMERADO	Idem anterior, medio grueso. Intercala arenisca idem. Plano neto. Gradación positiva.	0,70
		LIMOLITA TOBACEA	Idem anterior. Gris verdoso.	1,00
	38 MIF/PAL	LIMOLITA	Gris oscuro. Laminada.	0,30
		ARENISCA	Fina. Gris amarillento con limolita tobácea intercalada. Lainación paralela y ondulante en las pelitas carbonosas.	3,00
		CONGLOMERADO	Idem anterior. Fina. Con intercalación fina, laminada.	0,40
		ARENISCA	Fina, gris amarillento con intercalación de limolita castaño clara con fragmentos carbonosos.	2,50
		ARENISCA CONGLOMERADICA	Idem anterior. Entrecruzamiento suave, gradación inversa.	0,30
		LIMOLITA	Idem anterior. Tobácea con arenisca gruesa, en capas mantiforme.	2,40
		CALIZA	Amarilla. *Grainstone*. Silicificada. Laminación algácea. En la parte superior brechada. Espesor irregular.	0,30
	39MIF/PAL	LIMOLITA	Gris oscuro, friable. Masiva con intercalaciones, hacia arriba, de areniscas grises finas. Idem anterior.	4,00
		CUBIERTO		6,00
		ARCILITA	Gris oscura. Finamente laminada. Reacción HCl: negativa. Fragmentos carbonosos escasos.	2,10
	40 MIF/PAL	ARCILITA	Idem anterior. Masiva.	2,50
		ARCILITA Y LIMOLITA	Gris castaño. Idem anterior. Laminación paralela.	3,00
		SEMICUBIERTO	Pelita, idem anterior que hacia arriba intercala limolita tobácea amarilla con fragmentos de	4,50

			tallos abundantes.	
	41 MIF/PAL	LIMOLITA	Gris castaño oscuro. Laminados. Fragmentos carbonosos y abundantes Estherias.	2,70
	42MIF/PAL	LIMOTILA	Idem anterior. Semicubierto.	5,50
		LIMOLITA	Idem anterior. Semicubierto.	6,50
		LIMOLITA CALCAREA	Gris amarillento. Finamente laminada. Ondulitas. Intercala con limonitas oscuras. Idem anterior. Hacia el tope más participación tobácea. Escasos restos carbonosos.	3,20
		LIMOLITA	Gris amarillento, laminada con limolita gris castaño semicubierta. Hacia arriba calcáreos con restos de *Estheria*. Remata con 0,5 m de limolita calcárea silicificada con laminación paralela y ondulante, en parte deformada.	19,50
10		LIMOLITA	Gris castaño oscuro. Laminación paralela. Fósiles. Restos carbonosos y *Estherias.* Algunos niveles de toba amarilla.	6,00
	43MIF/PAL	LIMOLITA	Idem anterior. Fragmentos carbonosos abundantes. Intercala limonitas tobáceas. *Estherias*.	9,00
		BASALTO	Sumamente alterado. Friable. Color verde castaño. Muy fracturado.	40,00
11		TOBA	Gris amarillento. Fina. Laminación paralela y ondulante. Consolidada a muy consolidada. Reacción HCl: moderada. En partes muy deformada y replegada, *slumps*?	7,00
		BASALTO	Idem anterior. Muy alterado.	17,00
		TOBA	Idem anterior. Muy deformada. Laminación ondulante. Silicificada.	4,00
12				
13		TOBA	Gris verdoso. Fina. Consolidada. Laminada. Deformada la laminación. Alternan con toba, idem anterior en capas masivas de 10	0,60

			cm. Reacción HCl: negativa.	
	44 MIF/PAL	TOBA LIMOSA	Idem anterior. Laminación paralela fina que alterna con arcilita gris oscura, carbonosa. Restos de *Estheria*. Laminación várvica.	0,50
		LIMOLITA	Gris claro. Laminación várvica con restos de Estheria y restos carbonosos. Reacción HCl: negativa. Hacia el techo algunos niveles de toba arenosa pálida.	3,50
		LIMOLITA	Idem anteior. Laminación paralela fina. Algácea, tobácea que alterna con limolita tobácea y silicificada, 10 cm y 7 cm, respectivamente. La limolita silicificada con laminación ondulante al techo (retrabajo?). Fragmentos carbonosos en la laminada.	0,70
		LIMOLITA	Idem anteior con intercalaciones .Limolita tobácea. Idem.	0,40
	45 MIF/PAL	LIMOLITA TOBACEA	Idem anteior. Laminada. Fragmentos carbonosos hasta 3 cm de diámetro. Remata con 3 cm silíceos muy consolidados.	0,40
		LIMOLITA TOBACEA	Idem anterior. Laminación ondulante. En parte deformada. Reacción HCl: negativa.	0,40
		LIMOLITA	Idem anterior, carbonosa, laminada, con intercalación de limolita tobácea. Idem anterior, con niveles silíceos.	1,30
		LIMOLITA TOBACEA	Idem anterior. Laminación ondulante.	0,40
	46 MIF/PAL	ARCILITA	Negra, masiva, capas finas carbonosa. En parte finamente laminada.	0,90
		ARENISCA TOBACEA	Gris blanquecina. Muy fina. Masiva. Gradación positiva.	0,10
	47 MIF/PAL	ARCILITA	Negra. Idem anterior.Restos carbonosos abundantes, *Estherias* abundantes.	1,00
		LIMOLITA TOBACEA	Masiva. Silicificada. Laminación ondulante al techo, intercala con limolita finamente laminada. Niveles hasta 10 cm.	0,45
		LIMOLITA TOBACEA	Idem anterior. Intercalaciones	1,00

			idem anterior.	
	48 MIF/PAL	ARCILITA	Negra físil muy carbonosa. Laminación várvica con limolita. Intercala con arenisca muy fina, 3 cm, idem anterior.	0,90
		ARENISCA	Amarilla. Fina a mediana. Consolidada, puro cuarzo, matriz arcillosa, buena selección. Plano neto. Masiva .Dos capas de 15 cm c/u. Aspecto lenticular Gradación interna normal.	0,30
		ARENISCA	Idem anterior. Fina. Tobácea. Masiva.	1,10
		ARENISCA	Idem anterior. Muy fina. Tobácea. En la parte media tobas muy finas arenosas. Intercala limonitas con laminación deformada y concreciones con hierro.	1,50
	49 MIF/PAL	ARCILITA	Negra. Muy carbonosa, físil, laminación paralela muy fina. *Estherias*.	0,70
		ARENISCA	Amarilla idem anteior. Fina. Plano neto, masiva. Intercala limolita idem anterior.	0,50
		ARCILITA	Negra, físil, laminada. Carbonosa.	0,50
	50 P	LIMOLITA	Tobácea, silicificada, gris oscuro, con fragmentos carbonosos. Capas de 4 cm. Reacción HCl: negativa. Intercala limolita idem con laminación paralela delgada. En el tope nivel silíceo.	1,40
		CUBIERTO		7,00
		ARCILITA	Gris oscuro. Carbonosa. Laminada con *Estherias*.	1,00
	51 MIF/PAL	LIMOLITA	Silicificada. Laminación paralela y ondulante delgada. Con intercalaciones de arcilita gris oscura con laminación paralela muy fina. Hacia arriba semicubierto con arcilita gris oscuro.	7,40
		TOBA	Amarillo anaranjada. Silicificada. Muy consolidada, fina. Aspecto muy deformado internamente. Plano neto irregular. Deformación sin-	1,00

			sedimentaria, *slump?*	
14		LIMOLITA	Castaño amarillento, laminación fina, lajosa. Reacción HCl: negativa, tobácea con intercalaciones finas de arcilitas grises, y otras arcilitas oscuras, niveles de 3-4 cm.	0,30
		LIMOLITA	Amarillo grisáceo, consolidada, reacción HCl: negativa, tobácea. En la parte inferior (5 cm), laminación ondulante delgada, y luego masivo.	0,15
	52 MIF/PAL	LIMOLITA	Idem lajosa, con delgados niveles oscuros, laminación paralela fina.	0,15
		PEDERNAL	Nivel o costra que separa ambos.	0,03
		LIMOLITA	Amarilla, idem anterior, tobácea. Pasan de 5 a 2 mm en 2m (lentes o *hummocky?).*	0,10
		ARCILITA	Gris oscuro, friable, lajosa, con abundante materia orgánica (carbón). Laminación tipo várvica en la parte media (gris-negro).	0,20
		LIMOLITA	Gris oscura castaño oscura), laminación ondulante. Plano neto ondulante.	0,07
		ARCILITA	Idem gris oscuro, con intercalaciones lenticulares (2-3 mm) de limolita tobácea. Un nivel de yeso con 2 mm de techo.	0,15
		LIMOLITA TOBACEA	Amarillo, idem , lenticular, masiva a ondulante.	0,10
	53 MIF/PAL	ARCILITA	Gris oscuro, carbonosas, laminación paralela fina con limo más claro. Cerca de la base, intercalación de yeso de 2 mm y en la parte media de 1 mm y algunas intercalaciones de limolita tobácea con laminación ondulante.	0,70
		LIMOLITA TOBACEA	Amarilla, idem, en bancos de 10 cm, Hacia arriba intercala con arcilitas gris oscuro, y un nivel de costra silícea. Esta última parte con laminación ondulante.	0,40

		LIMOLITA TOBACEA	Amarilla idem lenticular, intercala con arcilita, laminación ondulante.	0,20
		ARCILITAS	Gris oscura ojosa, con escasas intercalaciones de toba.	0,30
		LIMOLITA TOBACEA	Amarilla, idem, con intercalaciones de 4 cm de siliceo y yeso. Laminación ondulante.	0,30
		LIMOLITA TOBACEA	Idem, con intercalaciones de arcilita con fragmentos carbonosos, laminación ondulante.	0,30
		PEDERNAL	Con una intercalación de yeso.	0,10
		LIMOLITA TOBACEA	Idem, con itercalaciones de arcilitas y costra. Pedernal con fragmentos carbonosos grandes y aislados (4 cm).	0,30
		ARCILITA	Gris oscura,carbonosa.	0,10
		LIMOLITA TOBACEA	Amarillo grisáceo o arena muy fina, plano neto. Masiva. Hacia la parte superior (los últimos 20 cm) más carbonosa y con aspecto de retrabajo.	1,10
	54MIF/PAL	ARCILITA	Negra, carbonosa, al techo bituminosa, restos de *Estherias*. Ojosa, laminación paralela muy fina con intercalaciones de arenisca cuarzosa fina de 1-2 mm. Hacia arriba aumentan los niveles de *Estherias.*	1,40
		LIMOLITA TOBACEA	Amarillo grisáceo oscuro, idem anterior.Base neta plana. La primera tercera parte con laminación paralela fina. La segunda tercera parte con laminación ondulante y niveles de pedernal. La última tercera parte más gruesa (arenosa fina) y con nódulos de pedernal. Tabular. Al techo intercala un nivel más fino con laminación ondulante.	1,20
		LIMOLITAS	Gris oscura, tobácea, masivas en la base bancos de 10-15 cm. Hacia arriba laminación paralela muy fina,lajosa y remata con 5 cm de pedernal y arenisca cuarzosa de 1-2 cm. Idem nivel anterior con	1,40

			ondulitas de osciliación. Grietas de desecación muy deformadas.	
	55 MIF/PAL	ARCILITAS	Gris negruzca, carbonosa a bituminosa, con laminación paralela muy fina (várvica), con limolita tobácea amarilla.	1,20
		LIMOLITA TOBACEA	Bancos de 3 a 4 cm con intercalaciones de arcilita y una de yeso de 4 cm. Laminación ondulante. Algunos ciclos más de 3-4 cm.	0,70
		TOBA	Gris verdoso, poco consolidada, con fragmentos carbonosos aislados de 3-4 cm,. Hacia la parte media, niveles arenosos con fragmentos carbonosos abundantes. Intercalaciones de arcilitas oscuras, ojosas y niveles delgados de yeso (2 cm). Hacia la parte superior muy carbonosa y con restos de *Estherias*.	2,80
		ARENISCA	Fina, verde oliva amarillento. Plano neto ondulante, masiva, reacción HCl: negativa. Hacia arriba algo laminada con fragmentos carbonosos.	0,30
	56 MIF/PAL	TOBA ARENOSA	Muy fina, oliva claro, con abundantes fragmentos carbonosos. Hacia arriba más grueso (arenisca media) Con intercalaciones de arcilitas gris oscuras, los niveles más gruesos parecen lenticulares. *Estherias.*	1,50
	57 MIF/PAL	TOBA	Limosa, gris verdosa, en parte masiva, en parte paralela fina. Restos carbonosos abundantes de hasta 4 cm (hasta 1 mm las más pequeñas). Tallos. *Estherias*. Yeso y un nivel carbonoso de 2 cm. El último metro, más laminado, paralelo fino,con restos carbonosos abundantes. Tallos de hasta 4 cm, restos de *Estherias*. Remata con 2 cm de yeso.	2,70
		TOBA LIMOSA	Amarillo verdoso, masivo,	0,30

			plano neto, bancos tabulares, con concreciones esferoidales de 5 -20 cm, calcárea.	
		TOBA ARENOSA-LIMOSA	Incluye intraclastos de limonitas esparcidos. En la parte media nivel de 5 cm carbonoso. Por arriba toba más arenosa en bancos de 5-10 cm.. Paralela fina a laminación idem.	1,50
		TOBA ARENOSA	Idem, finamente laminada, remata con un nivel de 5 cm de yeso, intercalado con arenisca media, muy friable. Restos carbonosos.	0,20
	58 MIF/PAL	ARENISCA TOBACEA	Color gris, masiva, consolidado. Estratificación paralela fina. Bancos de 4 cm. Nivel de yeso de 4 mm. Intercala limolita gris oscura. Restos carbonosos. En la parte media, arcilitas y limolitas várvicas con *Estherias.* Nivel de yeso.	1,70
		INTERCALACIONES DE LIMOLITAS TOBACEAS Y ARCILITAS	Gris verdoso, masiva,.ciclo de 10 cm y hacia el techo laminación várvica. Muy carbonoso. *Estherias*. Yeso en niveles de 2 cm, Las arcilitas finamente laminadas. Un nivel arenoso de 4 cm, masivo con restos carbonosos. La parte superior con limonitas tobáceas idem, masivas en bancos de 5 cm.	1,50
		LIMOLITA TOBACEA	Verde amarillento, en partes arenosa, nivel de yeso en la base (3mm) Intercala con arcilita castaña.. Laminación ondulante. Predominan tobas limosas hacia arriba. Color gris verdoso. Finamente laminada. Intercala 10 cm de toba arenosa. Laminación várvica.	1,50
	59 MIF/PAL	TOBA LIMOSA	Gris verdosa, masiva abajo, laminado, arriba tallos. Intercala con arcilitas finamente laminada. Remata con limolita gris oscura con laminación paralela muy fina.	1,50

			Remata con toba con restos carbonosos muy abundantes. 20 cm.	
		ARENISCA	Castaño amarillento, fina, base plana. Gradación positiva. Hacia el techo, *ripples* de gran amplitud (20cm). Levemente calcárea, tabular. Niveles con pedernal.	0,20
		SEMICUBIERTO	Limonitas tobáceas, laminadas y arcilitas, verde amarillento. Hacia arriba es várvica. Fragmentos carbonosos. Dos niveles de yeso de 2 cm. Remata con otro igual de yeso de 1 mm.	2,00
		ARENISCA TOBACEA	Amarilla, base neta planar, muy silicificada. Estratificación paralela fina con pedernal. Algunos niveles con concreciones chicas (hasta 1 cm) cuarzosa, mediana a fina. Esto en los primeros 50 cm, luego masiva con niveles concrecionales. Hacia arriba más grueso hasta brechosa con intercalaciones tobáceas alargadas de hasta 15 cm.	1,50
		ARENISCA TOBACEA	Idem con intraclastos y remata con limonitas tobáceas laminadas.	0,40
	60 P	ARENISCA	Idem anterior, laminada, bioturbada, muy silicificada. Reaccón HCl: negativa.	0,10
		TOBA ARENOSA	Brechosa, deformaciones. Idem *slump* anterior.	1,30
		LIMOLITA	Castaño oscuro, finamente laminadas, intercalados con arcilitas negras (70/30). Laminación ondulante en la pelita. Hacia arriba aumenta la proporción de limo-arena fina. Todo esto en el primer metro. Luego niveles con intraclastos carbonosos. El último metro con predominio de toba arenosa, laminación paralela fina, con intercalaciones limolíticas.	2,20
15		LIMOLITA TOBACEA	Castaño grisáceo, laminación	5,30

	61 MIF/PAL		paralela fina. Delgados niveles de 3-4 cm con *ripples* Luego vuelven las pelitas várvicas, ojosas, oscuras con yeso. Volviendo luego a aumentar la proporción de arenisca hasta constituir una fina masiva. Concluye con (70/30) de toba y limolita.	
		ARENISCA	Laminada, castaño oscura, silicificada, cemento carbonático, deformaciones tipo *slump*, nodulitos silíceos, tabular.	0,50
		CUBIERTO		12,00
16	62 MIF/PAL 63 MIF/PAL	ARCILITA	Gris oscuro a negro, laminada, reaccón HCl: negativo, restos carbonosos abundantes, en la base un nivel de carbón continuo de 3 mm, ojoso a papiráceo. Intercala en la parte media niveles muy finos de arenisca tobácea fina, castaño amarillenta, de 3-4 cm laminación paralela, base neta. Hacia arriba sigue la misma arcilita, várvica en parte, intercalaciones de yeso de 2 mm.	3,30
		ARENISCA	Gris oscuro, muy fina, masiva, consolidada en bancos de 4 a 5 cm, base y techo neto, tabular. arcilitas tobáceas idem, hacia el techo niveles de yeso de 2 mm, carbonosos.	0,40
		TOBA LIMOSA	Gris, muy friable, algo arenosa, con abundantes fragmentos carbonosos, masiva en la base y luego con laminación paralela muy fina. Remata con otro nivel de arenisca fina tobácea, de 3 cm con retrabajo de ola? *Estherias.*	0,60
		ARCILITA	Castaño, lajosa, laminación paralela muy fina. Reacción HCl: negativa. Remata con un banco silíceo, granular, pero aspecto químico.	0,30
		ARCILITA	Gris oscura, idem anterior, muy laminada, con deformación tipo	0,40

			slump al techo, un nivel de yeso de 3 mm. Remata con bancos silíceos grandes. Idem.	
		LIMOLITA TOBACEA	Gris, idem anterior, masiva en la base con abundantes fragmentos carbonosos de hasta 1 cm, hacia arriba laminación paralela muy fina. Remata con un nivel de yeso de 1 mm y luego banco silíceo granular de 1 cm.	0,40
	64 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Ciclo A Idem anterior de 30 a 40 cm. (tres ciclos) Va ganando espesor la base tobácea arenosa con restos carbonosos. *Estheria.* La parte fina en parte ondulada.	1,20
		ARENISCA	Castaño amarillento, consolidada, masiva, cemento calcáreo, medio. Buena selección cuarzosa. Base neta planar, techo ondulado, internamente deformado. Concreciones arcillosas. Continuo. Gradación positiva.	0,30
	65 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Ciclo A, se incrementa la parte inferior (2 ciclos), se incrementa la zona silícea inferior hasta 10 cm, *Estherias.*	1,20
		INTERCALACIONES	Idem. Ciclo A (4 ciclos). Hacia arriba más tabular. Estherias. La fracción arenosa en la parte superior con retrabajo de olas.	2,80
		INTERCALACIONES	Idem ciclo A, poca toba con fragmentos carbonosos pero predomina la parte laminada.	1,70
	66 MIF/PAL	ARCILITAS	Gris oscuro, finamente laminada, (várvica), abundante materia orgánica. Hacia arriba mecha la parte laminada de abajo más tobácea, con fragmentos carbonosos. Con delgadas intercalaciones arenosas masivas, de 2 a 3 cm y remata con uno de base plana y techo ondulante. Marca de carga en la base de 15 cm. Mediana a fina.	1,70

	67 MIF/PAL	ARCILITA	Negra, bituminosa, bancos de 10 cm. Niveles de carbón de 3-4 cm continuos, hacia arriba limonitas tobácea, lajosa.	1,20
		ARENISCA	Castaño grisácea, tobácea, fina a madia, base plana, techo ondulante, pasa a limolita tobácea gris, laminada várvica. Ciclo B.	0,20
		CICLO	Idem B.	0,20
		CICLO	Idem B.	0,30
		CICLO	Idem B.	0,60
		CICLO	Idem B. Hacia arriba aparecen de nuevo los fragmentos carbonosos y tallitos.	0,30
		ARENISCA	Idem anterior,castaña,, base neta, techo ondulado, grada a limolita laminada.	0,15
			Idem. Fragmentos carbonosos en la base.	0,35
		ARENISCA	Idem anterior, media,castaño, abajo plano ondulante,gradación positiva, techo irregular. Reacción HCl: negativa.	0,15
	68 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Idem anterior. Ciclo B. Cuatro ciclos va aumentando el espesor de la arenisca hacia arriba cemento calcáreo. En la parte laminada fina a veces bituminosa.	1,60
		INTERCALACIONES	3 Ciclos Idem B. Más tobácea la parte fina.	1,40
		INTERCALACIONES	2 Ciclos B de arena gruesa, (10 cm) y limolita (5 cm).	0,30
	69 MIF/PAL	CICLOS TIPO A	Con fragmentos carbonosos y poca arena, limolita tobácea laminada, en parte bituminosa.	2,80
		ARENISCA	Idem B. Plano base y techo ondulado, pelitaslaminadas. (15- 45 cm)	0,60
	70 MIF/PAL		Idem B (10-30).	0,40
		ARENISCA	Amarillo, consolidada, silicificada, fina a media, plano neto, techo irregular. Presenta laminación fina muy deformada por *slump*.	0,70
17	71 MIF/PAL	ARCILITA	Gris oscura, aspecto bituminoso, várvica, 10 %	1,10

			arenisca castaña subordinada, en bancos de 2-3 mm.	
			Idem. Arcilita- arenisca anterior. (90- 10) tallitos y fragmentos carbonosos.	2,40
		ARENISCA	Gris, muy fina, limosa, plano neto en la base, irregular en el techo. Grada a limolita tobácea con fragmentos carbonosos (ciclo B).	0,60
	72 MIF/PAL	LIMOLITA	Gris, consolidada, laminación fina, ondulante, en parte várvica. Reacción HCl: negativa. Fragmentos carbonosos escasos o ausentes. Arena (95/5). Hacia el techo bituminoso relacionada con un nivel de yeso.	2,50
		INTERCALACIONES DE LIMOLITA TOBACEA ARCILITA ARENISCA PEDERNAL	Idem anterior con laminación paralela fina (80 %), ondulante. Negra,ojosa, bituminosa, (10 %) Muy fina (10%) Oscura.	4,50
	73 MIF/PAL		Hacia arriba aumenta la proporción arenosa, laminación ondulante, bancos de arenisca de hasta 5-10 cm. Escaso carbón. Hacia arriba 20 cm de arcilita gris oscuro, laminada, lajosa.	3,80
		ARENISCA	Amarilla, media, base neta, techo irregular.	0,30
18		LIMOLITA TOBACEA	Gris oscuro. Idem anterior. Laminación paralela fina. Nodo de arcilita negra bituminosa.	0,40
		ARENISCA	Castaño amarillenta, silícea mediana consolidada. Base plana neta. Techo irregular. Gradación positiva a fina, masiva.	0,45
		LIMOLITA TOBACEA	Gris amarillento, laminación paralela, idem anterior.	0,80
	74 MIF/PAL	ARCILITA	Negra, consolidada, laminación várvica con láminas claras intercaladas. Intercalaciones de yeso delgadas. Intercala delgados bancos de	3,00

			areniscas masivas de 0,5 a 1 cm de espesor y hacia arriba aumenta la participación tobácea presentando bancos deo 0,5 a 10 cm.	
		TOBA ARENOSA	Amarillo grisáceo, consolidada, irregular, restos carbonosos pequeños en bancos de 10 cm, dispuestos en forma paralela. Aumenta el espesor hacia arriba. Concluye con un banco de 15 cm con concentración de intraclastos en la base y techo ondulado. Gradación positiva, se presentan intercalaciones delgadas de limonitas tobáceas con laminación ondulante.	0,40
		INTERCALACIONES	Limolita tobácea gris amarillento y arcilita gris oscura, arcilita en una proporción 70-30. Las arcilitas várvicas y muy carbonosas y todo con una laminación ondulante.	0,75
		ARENISCA	Castaño amarillento, base irregular, techo plano, lateralmente varía el espesor de 15 a 30 cm. Pero es bastante continua. Internamente granulometría liviana. Reacción HCl: negativa. Matriz arcillosa, masiva. Hacia el techo una costra de meteorización.	0,15
	75 MIF/PAL	ARCILITA	Negra, bituminosa, idem anterior. Abundantes fragmentos de carbón hasta 1 cm. Laminación várvica.	0,40
		ARENISCA	Gris amarillento, mediana a fina, base irregular, techo plano, masiva. Idem anterior.	0,20
		LIMOLITA TOBACEA	Gris amarillento, idem anterior, laminación várvica. Presenta una intercalación de toba de 5 cm gris verdosa muy fina, masiva.	0,30
		INTERCALACIONES	Limolita tobácea, idem anterior,y arcilita negra, idem anterior, en una proporción de 70-30. Las arcilitas tienen una	4,00

			laminación várvica y las limonitas tobáceas están más consolidadas. Intercalan niveles de pedernal de 0,5 cm. Y hacia arriba comienzan a dominar bancos de toba laminada de 5 a 10 cm. Muy silicificada.	
		ARENISCA	Gris amarillenta, idem anterior, mediana a fina, masiva, base irregular, techo plano.	0,15
	76 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas gris amarillento y arcilitas negras. Idem anterior, proporción 70 a 30. Las arcilitas con fragmentos carbonosos abundantes, muy silicificadas. Algunos niveles de carbón de 1 mm,	4,00
		ARENISCA	Idem, gris amarillento, medio a fino, masiva, base irregular, techo plano.	0,40
	77MIF/PAL	INTERCALACIONES	Idem anterior, también aparecen delgados niveles de 2 a 3 cm de areniscas medianas a fina muy cuarzosa y con óndulas de oscilación. Internamente laminación en artesa cruzada que aparecen más o menos cada 50 cm. Fragmentos carbonosos.	3,00
		ARENISCA	Castaña verdosa, mediana a fina, friable, base irregular. Parece una microestratificación entrecruzada difusa.	0,15
		INTERCALACIONES	Idem anterior, aumenta la proporción de limonitas hacia el techo. Hacia esta bituminosa con restos carbonosos.	5,50
		ARENISCA TOBACEA	Castaño amarillenta, estratificación paralela delgada, base irregular, techo plano.	0,15
		INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas y arcilitas negras, laminación paralela muy fina, várvica. Banquitos tobáceos masivos de 1 a 2 cm carbonosos.	1,30
		ARENISCA	Castaño amarillento, cuarzosa, base irregular, cemento óxido de hierro, internamente muy	0,75

			deformada. Techo plano.	
		INTERCALACIONES	Idem anterior y delgados bancos de 3 a 4cm de areniscas castaño amarillentas, laminación paralela a ondulante.	1,30
		ARENISCA	Castaño amarillenta. Idem anterior tobácea, deformación interna.	0,60
	78 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Idem de limonitas y arcilitas carbonosas, en parte laminación várvica. Predominan las limonitas tobáceas y arcilitas 80-20.	3,00
		ARENISCA	Castaño amarillenta 10 cm. Internamente masiva, techo ondulado, laminación micro entrecruzada, consolidada, tobácea.	0,15
		INTERCALACIONES	Idem anteior de limonitas tobáceas y arcilitas.	0,80
		ARENISCAS	Idem anteior. Castaño amarillento.	0,15
		INTERCALACIONES	Tobas masivas en bancos de 15 a 20 cm. Color anaranjado pálido, medianas a finas, muy consolidada con fragmentos carbonosos hasta la base con 1 cm y limonitas tobáceas idem anterior. Laminación paralela fina. En la primera mitad predominan las tobas. En la segunda las limonitas. Ciclo positivo. Lajosa y ondulante. Hacia el techo remata con bancos con clastos de pelitas, recristalizacines de calcita, todo muy silicificado, consolidado. Base y techo irregular, 10 cm de espesor. ¿Superficie de meteorización?	2,30
19		INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas y tobas con fragmentos carbonosos, dominando las tobas en la base, con laminación paralela delgada. Las tobas son arenosas y poseen preferentemente los fragmentos carbonosos en la base, en los ciclos 10 cm aproximadamente.	4,00

		ARENISCA TOBACEA	Mediana, muy silicificada, masiva. Hacia el techo estratificación paralela fina, base irregular, techo plano. Con láminas silíceas onduladas.	0,80
	79 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas y tobas arenosas en proporción 80-20. Fragmentos carbonosos, laminación ondulante. Hacia el techo algunos niveles con concentración de fragmentos carbonosos de hasta 2 cm.	2,50
		ARENISCA	Anaranjado pálido, consolidada, cuarzosa, tobácea, silicificada, con deformaciones internas y techo ondulado.	0,20
	80 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Tobas arenosas y limonitas tobáceas. Idem anterior. Bancos de 10 cm. Dominan las tobas en la base y limonitas en el techo. Hacia arriba laminación fina hasta várvica. Algunas intercalaciones hacia el techo con laminación ondulante, microentrecruzada de 1 a 5 cm con abundantes restos carbonosos y de *Estherias*. La última parte arcilitas grises, carbonosas, várvicas. Remata con un nivel de 5 cm muy consolidado y brechoso.	1,90
	81 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas , tobas arenosas y arcilitas en una proporción de 70,20 y 10. Los bancos arenosos ondulados, *ripples* de óndulas de oscilación definiendo una laminación microentrecruzada de bajo ángulo. Estos bancos de 1 a 3 cm de espesor se concentran hacia el techo. También niveles con fragmentos carbonosos concentrados, a veces fragmentos de carbón de hasta 3 cm que se encuentran aislados en la parte más fina de *dropstone*.	9,60

		ARENISCA	Castaña, consolidada, muy fina, con laminación microentrecruzada de bajo ángulo y amplia tipo *hummocky*.	0,10
	82 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Tobas arenosas, carbonosas, idem anterior y limonitas tobáceas. Proporción 90-10. Remata con un banco de arena tobácea con concentración de fragmentos carbonosos.	1,30
		LIMOLITAS TOBACEAS	Laminadas, lajosas, carbonosas.	1,00
		ARENISCA TOBACEA	Anaranjado pálido, mediana, cuarzosa, abundante matriz, base y techo irregular. Hacia el techo aspecto bioturbado.	0,50
		LIMOLITAS TOBACEAS	Grises, lajosas, idem anterior con intercalaciones de areniscas, tobas carbonosas en bancos de 1 a 2 cm, con laminación ondulante, fragmentos carbonosos en las lajas.	3,00
		ARENISCA	Cuarzosa, mediana, subangulosa, matriz arcillosa, base irregular, techo plano a ondulado.	0,10
	83 MIF/PAL	LIMOLITA TOBACEA	Gris, idem anterior, lajosas, carbonosas con intercalaciones idem. Aisladas y algunos niveles con fragmentos carbonosos concentrados. Laminación ondulante várvica en parte, algunos niveles arcillosos, hacia arriba gris oscuro.	7,80
		ARENISCA	Anaranjado pálido, idem anterior	0,20
		LIMOLITA TOBACEA	Idem anterior.	2,10
		ARENISCA	Gris oscuro (naranja pálido) idem anterior con fragmentos carbonosos.	0,30
		INTERCALACIONES	Tobas, limonitas tobáceas, idem anterior. Fragmentos carbonosos.	1,50
		INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas, tobas, proporción 80-20, con algunos niveles con concentración de fragmentos carbonosos.	7,50

			Deformaciones sinsedimentarias y escasos niveles de areniscas con ondulaciones.	
		ARENISCA	Anaranjado pálido, mediana, fragmentos carbonosos, matriz arcillosa, base irregular, techo ondulado con entrecruzamiento de bajo ángulo. 10 cm de nivel de carbón pero por concentración de fragmentos unos 30 cm de limonitas tobáceas y tobas carbonosas y estos 30 cm de una. anaranjada pálido, idem anterior.	0,30
		INTERCALACIONES	Tobas carbonosas y limonitas, idem anterior.	2,50
	84MIF/PAL	ARCILITAS Y LIMOLITAS	Gris oscura, laminación várvica, fragmentos carbonosos.	1,50
		BRECHA	Castaño amarillento, muy consolidado, fragmentos de tobas laminadas y cristales calcita grandes, aspecto caótico, base irregular, techo ondulado. Tabular nivel guía, fin de un ciclo).	8,50
20		INTERCALACIONES	Arcilitas, limonitas tobáceas, idem anterior. Predominando los primeros en la base y la segunda al techo. Las arcilitas negras con fragmentos carbonosos de 0,50 cm, y delgadas intercalaciones de areniscas finas con laminación ondulante,también de 0,50 cm., lajosa,consolidada. Hacia arriba parte redominantemente tobácea. Se intercalan bancos de toba, masina de 3 a 4 cm de espesor. Gris amarillento y otros niveles con concentración de fragmentos carbonosos de 1 a 5 mm, estratificación paralela delgada. En la parte superior las arcilitas están completamente subordinada.s	7,50

	86MIF/PAL			
		ARENISCA TOBACEA	Gris verdoso amarillento, mediano a fino, gradación positiva, base y techo irregular. Espesor variable entre 30 y 20 cm.	0,85
	87MIF/PAL	INTERCALACIONES	Arcilitas y limonitas. Idem anterior, carbonosas, lajosas, en la parte inferior predominan arcilitas negras, laminación várvica. La parte superior más tobácea, idem anterior.	7,00
		ARENISCA TOBACEA	Idem anterior, mediana a fina. Laminación microentrecruzada, base irregular, techo ondulado, silicificado.	0,15
		INTERCALACIONES	Arcilitas, limonitas tobáceas, idem anterior, con predominio de arcilitas.	3,00
		ARENISCA TOBACEA	Castaño amarillento, idem anterior, friable, masiva.	0,15
	89MIF/PAL	INTERCALACIONES	Arcilitas, limonitas tobáceas, idem anterior, con delgados banquitos de arenisca tobácea ondulada de 1 a 2 cm. Laminación ondulante. Hacia arriba aumenta la participación tobácea, nuevamente con estratificación y laminación paralela ondulante. En los últimos 5 metros se intercalan 3 bancos de 15 a 20 cm grisesamarillento muy consolidados, silíceos de aspecto brechoso con abundante pedernal y también bancos tobáceos arenosos color anaranjado pálido y delgadas intercalaciones de arcilitas negras.	17,50
		ARENISCA	Gris anaranjada (anaranjado pálido,meteorización), fina a muy consolidada, irregular, en bancos de 1 a 3 cm. Con estratificación ondulante e internamente laminación microentrecruzada. Se intercalan niveles de 1 a 2 cm	1,50

			de pedernal, toba o arcilitas várvicas, en la base tendiendo a desaparecer hacia el techo (fin de otro ciclo?).	
21	90MIF/PAL	INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas y arcilitas, idem anterior, predominan los primeros en la base y arcilitas negras en el techo. En la parte superior también hay intercalaciones limosas, oscuras con restos mal conservados de valvas hasta 5 mm, indeterminadas (no *Estherias*).	3,30
		ARENISCA	Tobácea, castaño amarillento (amarillo pálido), mediana a fina, base irregular, techo ondulado, internamente estratificación ondulante a microentrecruzada, restos carbonosos abundantes al techo, presenta 1 cm antes una intercalación de arenisca tobácea muy gruesa con fragmentos carbonosos grandes y clastos. Concluye con laminación microentrecruzada.	0,30
		INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas y arcilitas, idem anterior.	1,30
		ARENISCA	Idem anterior, castaño amarillento, tobácea.	0,40
	91MIF/PAL	INTERCALACIONES	Arcilitas oscuras, várvicas con limolitas tobáceas en la base; intercalan bancos de areniscas calcáreas de 1 a 5 cm, de espesor. En un banco grieta de desecación con polígonos de 3 cm, la parte superior, más tobácea.	12,00
	92MIF/PAL	INTERCALACIONES	Arcilitas y limonitas tobáceas, predominan las arcilitas en la base, carbonosas, várvicas, y en genera en todo el espesor. Hacia arriba aumenta la frecuencia de intercalaciones de las areniscas finas con laminación ondulante,bancos de 1 a 3 cm, arcilitas negras al techo.	2,70

	93MIF/PAL			
	94MIF/PAL	ARENISCA TOBACEA	Gris oscura (anaranjado pálido), consolidada, irregular, techo ondulado, la base masiva, primeros 25 cm desarrollando hacia arriba una estratificación paralela a ondulate. Bancos de 5 a 3 cm, presentando algunos de ellos aspecto brechoso con pedernal aislado y otros una laminación ondulante muy fina a microentrecruzada. Una de estas brechas alcanza a 10 cm de espesor. También delgados niveles de pedernal,continua hasta 0,50 cm.	0,70
		CICLO	Comienza con 50 cm de arcilitas grises idem anterior, paulatina y transicinalmente va aumentando la participación de limonitas y arcilitas tobáceas. Color gris anaranjado con laminación paralela ondulate hasta dominar completamente. Hacia arriba presentando algunos niveles con pedernal de 1 a 3 mm y un techo aparentemente ondulado. Se define así un ciclo grano y estratocreciente. (fin del ciclo).	5,20
	95 MIF/PAL	INTERCALACIONES	Limonitas tobáceas verdes grisáceas, con una estratificación paralela fina. En algunas partes intercalación de arcilitas,, laminación paralela delgada. Aumenta la participación tobácea con algunos fragmentos carbonosos.	5,50
		ARENISCA TOBACEA	Con bandas de pedernal muy silicificado. Idem anterior	0,40
	96MIF/PAL	INTERCLACIONES	Limonitas tobáceas y tobas arenosas.	2,40
		ARENISCA TOBACEA	Con intercalaciones de pedernal. Idem anterior.	0,60
		LIMOLITAS TOBACEAS Y TOBA		3,00
		ARCA TOBACEA	Mediana a fina,cuarzolítica, muy silicificada, gris verdosa (rojo amarillento).	3,00

			Constituyendo 2 ciclos de 1,50 m. cada uno. Grano creciente hasta arca gruesa a muy gruesa con estratificación paralela mediana, difusa en el primer metro y ondulante en los últimos 0,50 m. de cada ciclo. Lateralmente desaparece en 200 m. hasta quedar una intercalación arenosa de 0,50 m. aproximadamente (hacia el oeste). En el techo del segundo ciclo,aspecto bioturbado, semicubierto.	
		LIMOLITA TOBACEA TOBAS	Idem anterior, con intercalaciones de arca tobáceas con estratificación paralela masiva.	6,00
22	97MIF/PAL	CICLOS C	De 1,5 a 2 m. comienza con limonitas tobáceas con estratificación paralela delgada y paulatinamente aumenta la participación de arca tobácea hasta concluir con 0,50 a 0,60 m. de estas areniscas de color rojo amarillento con intercalaciones de pedernal, con una estratificación ondulante en bancos de 5 cm, e internamente una laminación ondulada, presenta niveles con grietas de desecación polígonos de 2 a 4 cm. En el techo, ondulaciones más amplias (óndulas de oscilación?), (ciclos de somerización).	10,50
		CICLOS D	Idem anterior, las areniscas alcanzan gruesas a muy gruesas, en parte sabulíticas de espesores de hasta 0,80m. Limonitas de 20 a 40 cm. Grietas de desecación hasta 10 cm. Algunos bancos con aspecto bioturbado. Perforaciones verticales, base irregular, techo plano, internamente estratificación ondulante grosera.	6,00
		CICLOS	Idem C, con la parte gruesa con una laminación ondulítica muy	7,00

	98MIF/PAL		fina de bancos de color amarillentos de 50 a 60 cm. La parte fina con limonitas tobáceas grises y rojizas con delgados banquitos de arca que van aumentando hacia el techo. (4 ciclos).	
		CICLOS D	Muy tobáceo, bancos de 20 cm. Que concluyen con una laminación paralela ondulante de 3 cm, aspecto bioturbado.	1,50
23		CICLO C	Concluye con un nivel amarillo, estratificación ondulítica fina. (fin de un ciclo)	2,60
		CICLO E	De limonitas tobáceas en la base con escasas intercalaciones de arca tobácea muy delgada (3 m.) y bancos de arcas tobáceas medianas a finas, muy silicificada. Con estratificación grosera paralela en la base y ondulante fina hacia el techo (1m). Aclaración total del ciclo 4 m. Hacia arriba cada vez más tobáceo, algunos bancos bioturbados, más gruesos.	20,00
24		SEMICUBIERTO	Ciclos idem E. Aparecen arcas tobáceas sabulíticas rojas, con líticos de hasta 4-5 mm, en la matriz e intraclastos de toba en el techo, trozos de sílice. Esto en bancos de 40-50 cm. Base irregular. Techo plano. Pelitas rojas tobáceas.	21,50
		PELITAS	Tobas verdes, Chubutiano.	10,00

LISTA DE ADJUNTOS

1. Mapa geológico satelital.

2. Imagen Satelital con base geológica..

3. Mapa fotogeológico del Area Central Norte.

4. Mapa fotogeológico del Area Central Sur.

5. Corte Estratigráfico Depocentro Gorro Frigio.

6. Corte esquemático modelos estructurales Depocentro Gorro Frigio (B-B').

7. Corte Estratigráfico Depocentro Paso de Indios

8. Corte Estructural Depocentro Paso de Indios (A-A').

9. Corte Estratigráfico Depocentro Gastre/ Gan Gan

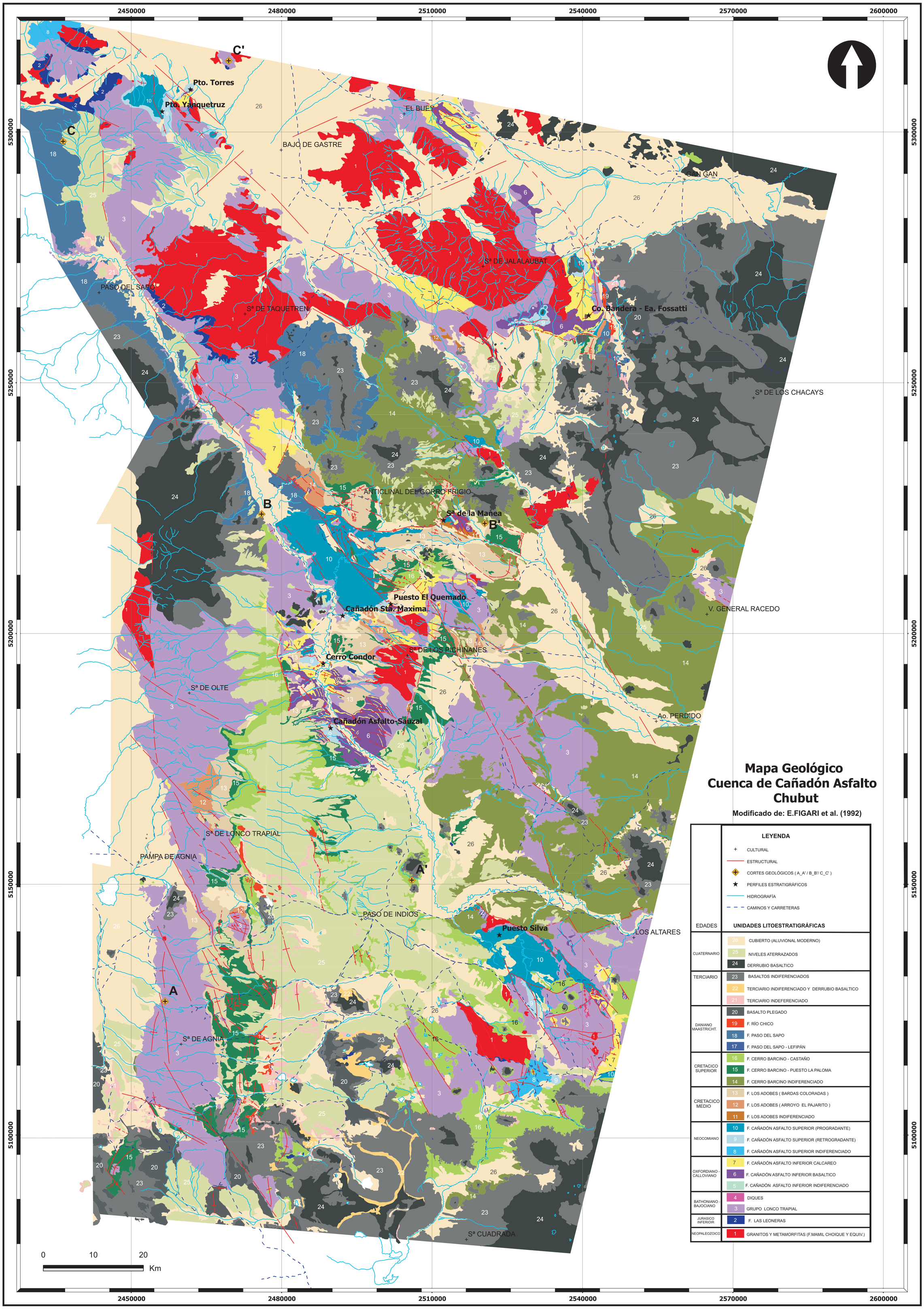
10. Reconstrucción paleogeogáfica depocentro Gastre (C-C').

11. Esquema Estructural Depocentro Paso de Indios,, Depocentro Gorro Frigio, Depocentro Gan Gan.

12 y 13. Esquema Estructural de Wernike. Depocentro Paso de Indios, Depocentro Gorro Frigio, Depocentro Gan Gan (dos alternativas).

14. Perfil columnar Puesto El Quemado.

15. Perfil columnar Cañadón Asfalto- Sauzal.



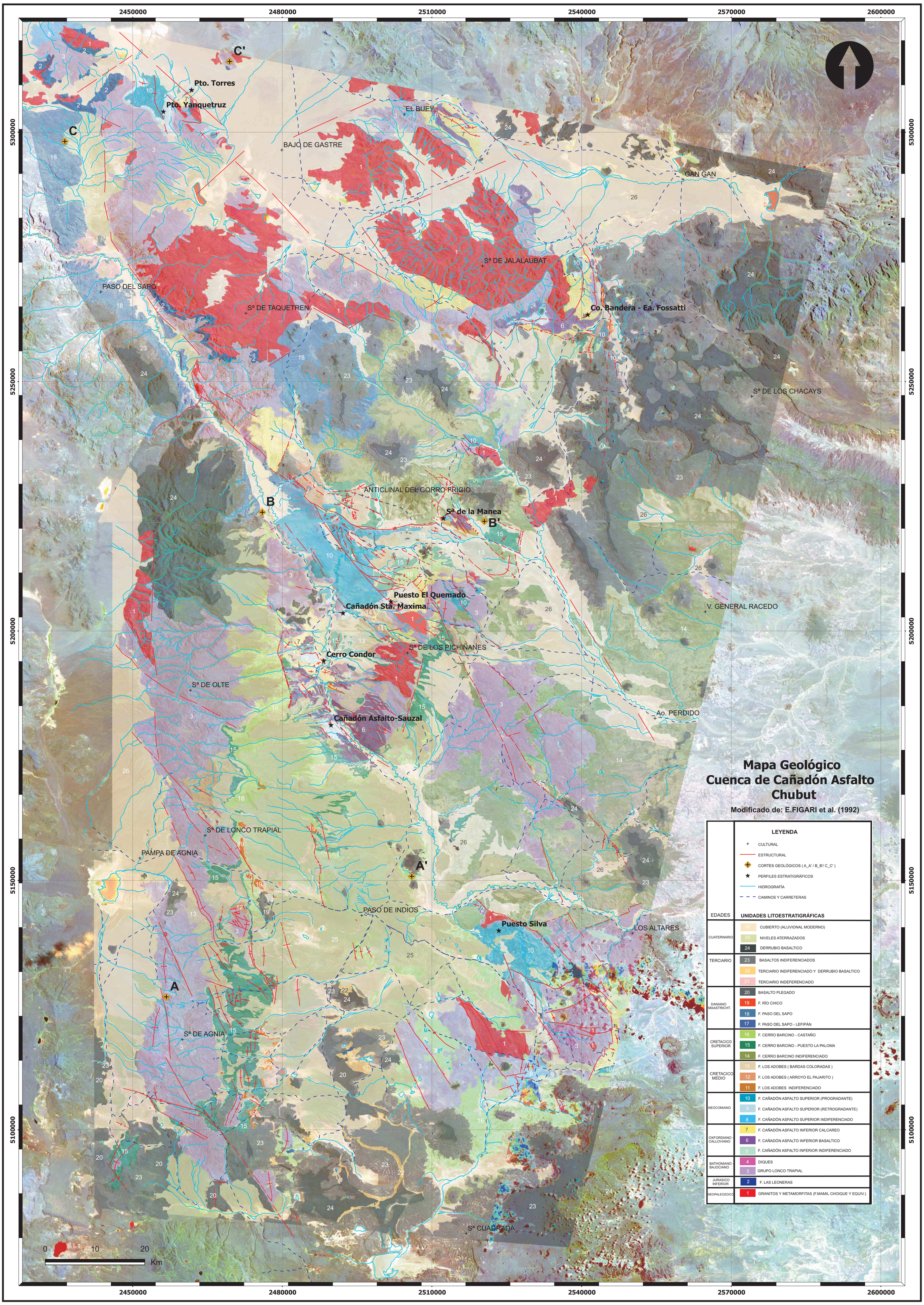
Mapa Geológico
Cuenca de Cañadón Asfalto
Chubut

Modificado de: E.FIGARI et al. (1992)

LEYENDA

- CULTURAL
- ESTRUCTURAL
- CORTES GEOLÓGICOS (A_A' / B_B'/ C_C')
- PERFILES ESTRATIGRÁFICOS
- HIDROGRAFÍA
- CAMINOS Y CARRETERAS

EDADES	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	
CUATERNARIO	26	CUBIERTO (ALUVIONAL MODERNO)
	25	NIVELES ATERRAZADOS
	24	DERRUBIO BASALTICO
TERCIARIO	23	BASALTOS INDIFERENCIADOS
	22	TERCIARIO INDIFERENCIADO Y DERRUBIO BASALTICO
	21	TERCIARIO INDEFERENCIADO
DANIANO MAASTRICHT.	20	BASALTO PLEGADO
	19	F. RÍO CHICO
	18	F. PASO DEL SAPO
	17	F. PASO DEL SAPO - LEFIPÁN
CRETACICO SUPERIOR	16	F. CERRO BARCINO - CASTAÑO
	15	F. CERRO BARCINO - PUESTO LA PALOMA
	14	F. CERRO BARCINO INDIFERENCIADO
CRETACICO MEDIO	13	F. LOS ADOBES (BARDAS COLORADAS)
	12	F. LOS ADOBES (ARROYO EL PAJARITO)
	11	F. LOS ADOBES INDIFERENCIADO
NEOCOMIANO	10	F. CAÑADÓN ASFALTO SUPERIOR (PROGRADANTE)
	9	F. CAÑADÓN ASFALTO SUPERIOR (RETROGRADANTE)
	8	F. CAÑADÓN ASFALTO SUPERIOR INDIFERENCIADO
OXFORDIANO - CALLOVIANO	7	F. CAÑADÓN ASFALTO INFERIOR CALCAREO
	6	F. CAÑADÓN ASFALTO INFERIOR BASALTICO
	5	F. CAÑADÓN ASFALTO INFERIOR INDIFERENCIADO
BATHONIANO - BAJOCIANO	4	DIQUES
	3	GRUPO LONCO TRAPIAL
JURASICO INFERIOR	2	F. LAS LEONERAS
NEOPALEOZOICO	1	GRANITOS Y METAMORFITAS (F.MAMIL CHOIQUE Y EQUIV.)


Mapa Geológico
Cuenca de Cañadón Asfalto
Chubut
Modificado de: E.FIGARI et al. (1992)
LEYENDA
CULTURAL
ESTRUCTURAL
CORTES GEOLÓGICOS (A_A' / B_B' / C_C')
PERFILES ESTRATIGRÁFICOS
HIDROGRAFÍA
CAMINOS Y CARRETERAS
EDADES
UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS
CUATERNARIO
26 CUBIERTO (ALUVIONAL MODERNO)
25 NIVELES ATERRAZADOS
24 DERRUBIO BASALTICO
TERCIARIO
23 BASALTOS INDIFERENCIADOS
22 TERCIARIO INDIFERENCIADO Y DERRUBIO BASALTICO
21 TERCIARIO INDEFERENCIADO
DANIANO MAASTRICHT.
20 BASALTO PLEGADO
19 F. RÍO CHICO
18 F. PASO DEL SAPO
17 F. PASO DEL SAPO - LEFIPÁN
CRETACICO SUPERIOR
16 F. CERRO BARCINO - CASTAÑO
15 F. CERRO BARCINO - PUESTO LA PALOMA
14 F. CERRO BARCINO INDIFERENCIADO
CRETACICO MEDIO
13 F. LOS ADOBES (BARDAS COLORADAS)
12 F. LOS ADOBES (ARROYO EL PAJARITO)
11 F. LOS ADOBES INDIFERENCIADO
NEOCOMIANO
10 F. CAÑADÓN ASFALTO SUPERIOR (PROGRADANTE)
9 F. CAÑADÓN ASFALTO SUPERIOR (RETROGRADANTE)
8 F. CAÑADÓN ASFALTO SUPERIOR INDIFERENCIADO
OXFORDIANO - CALLOVIANO
7 F. CAÑADÓN ASFALTO INFERIOR CALCAREO
6 F. CAÑADÓN ASFALTO INFERIOR BASALTICO
5 F. CAÑADÓN ASFALTO INFERIOR INDIFERENCIADO
BATHONIANO - BAJOCIANO
4 DIQUES
3 GRUPO LONCO TRAPIAL
JURASICO INFERIOR
2 F. LAS LEONERAS
NEOPALEOZOICO
1 GRANITOS Y METAMORFITAS (F.MAMIL CHOIQUE Y EQUIV.)
2450000
2480000
2510000
2540000
2570000
2600000
5300000
5250000
5200000
5150000
5100000
C'
C
Pto. Torres
Pto. Yanquetruz
EL BUEY
BAJO DE GASTRE
GAN GAN
Sª DE JALALAUBAT
PASO DEL SAPO
Sª DE TAQUETREN
Co. Bandera - Ea. Fossatti
Sª DE LOS CHACAYS
ANTICLINAL DEL GORRO FRIGIO
B
Sª de la Manea
B'
Puesto El Quemado
Cañadón Sta. Maxima
V. GENERAL RACEDO
Sª DE LOS PICHIÑANES
Cerro Condor
Sª DE OLTE
Cañadón Asfalto-Sauzal
Ao. PERDIDO
Sª DE LONCO TRAPIAL
PAMPA DE AGNIA
A'
PASO DE INDIOS
Puesto Silva
LOS ALTARES
A
Sª DE AGNIA
Sª CUADRADA
0
10
20
Km

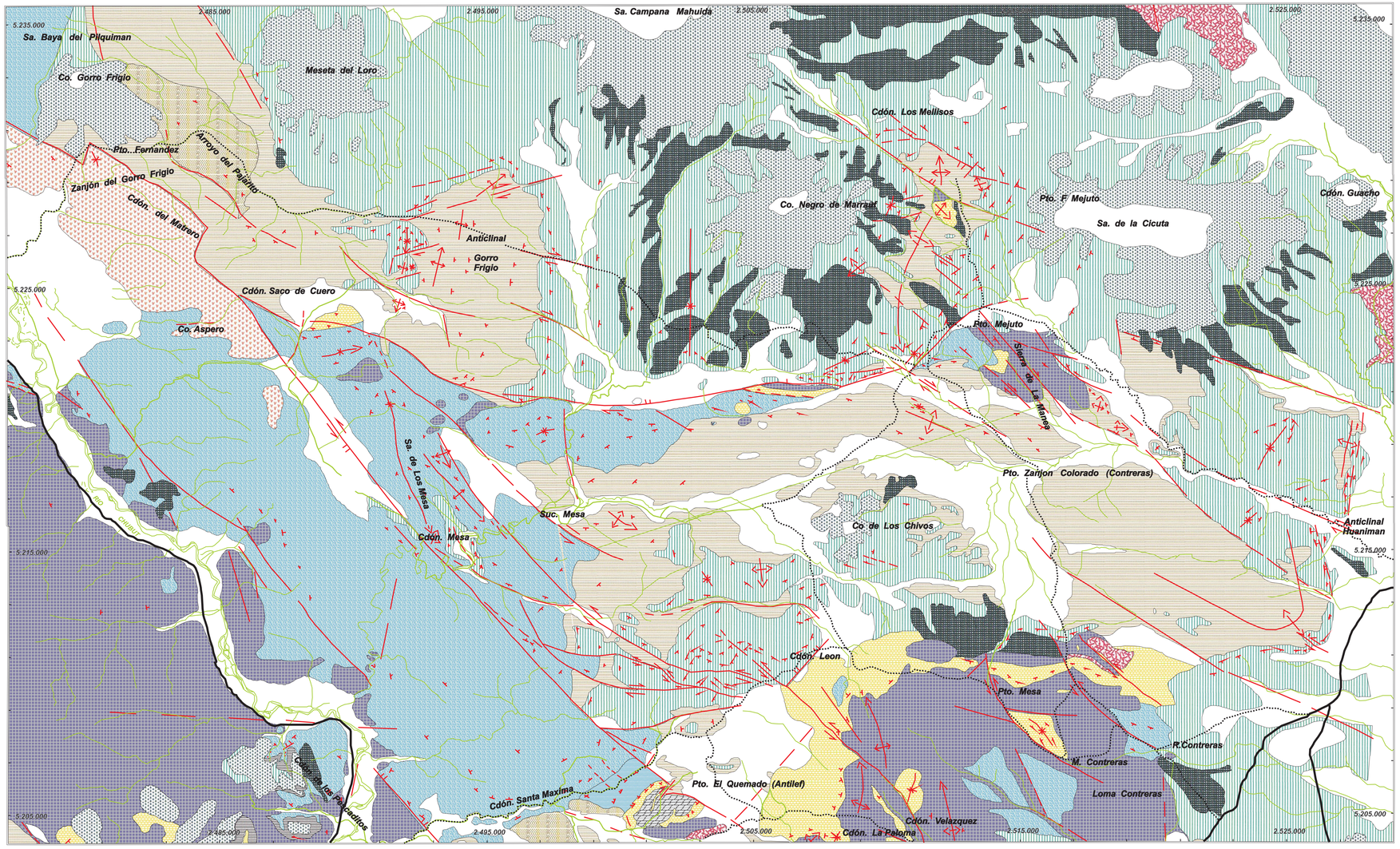
INTERPRETACIÓN FOTOGEOLOGICA de la zona del Valle Medio del RIO CHUBUT-Valle GENERAL RACEDO entre GORRO FRIGIO al Norte y PASO BERWYN al SUR

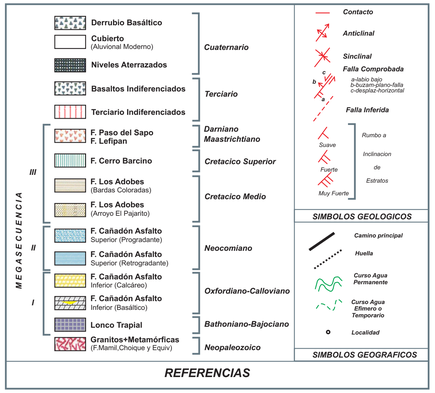
(Area Central - NORTE)

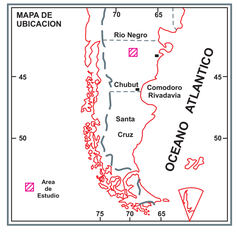
PROVINCIA DEL CHUBUT

0 2 4 6 8 10
Km

Modificado de Figari et al. 1992



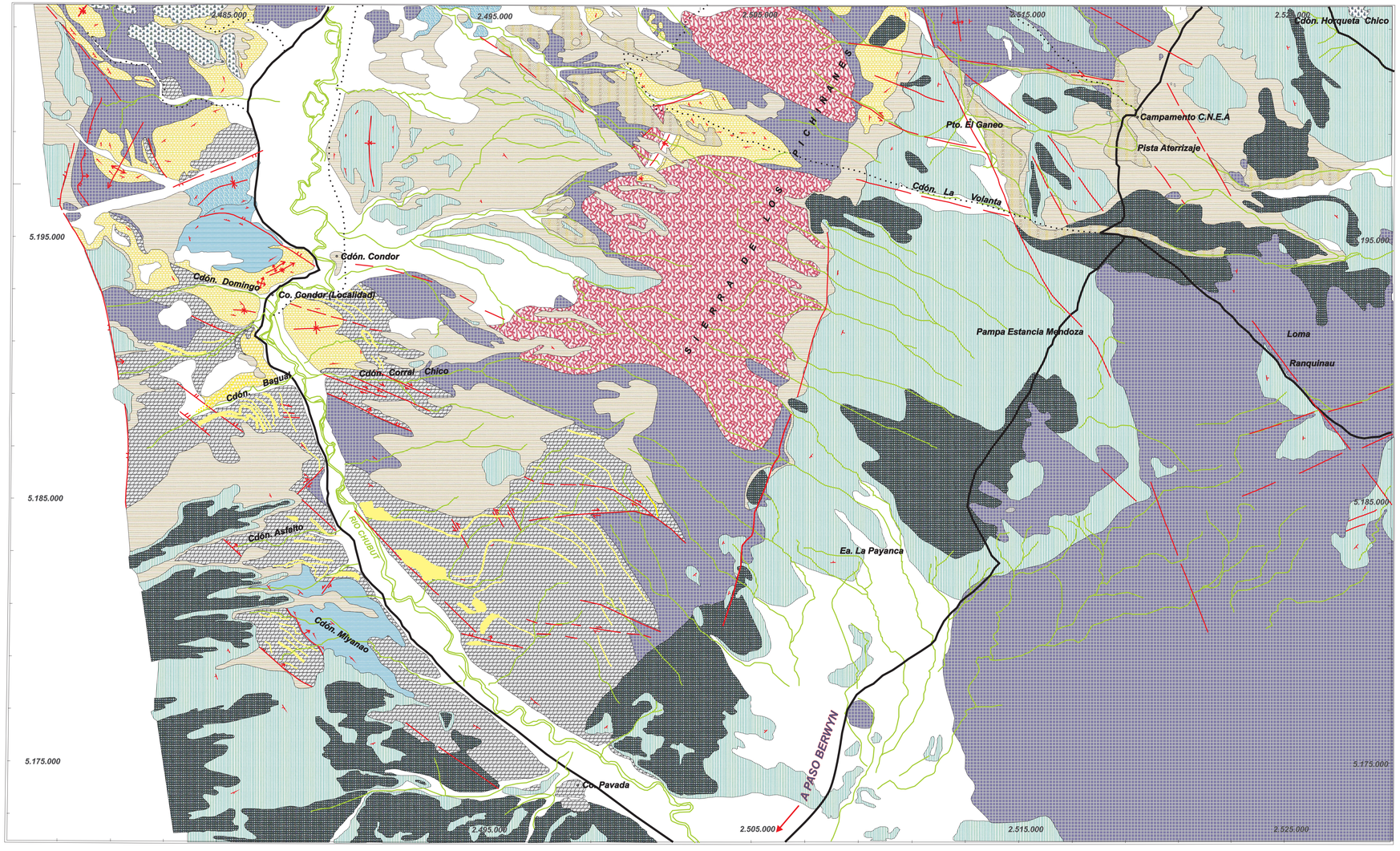




INTERPRETACIÓN FOTOGEOLOGICA de la zona del Valle Medio del RIO CHUBUT-Valle GENERAL RACEDO entre GORRO FRIGIO al Norte y PASO BERWYN al SUR

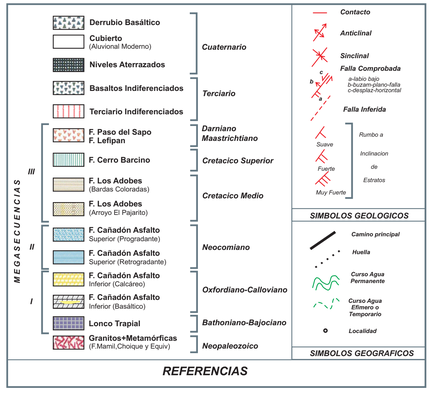
(Area Central - SUR)

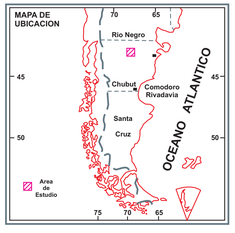
PROVINCIA DEL CHUBUT



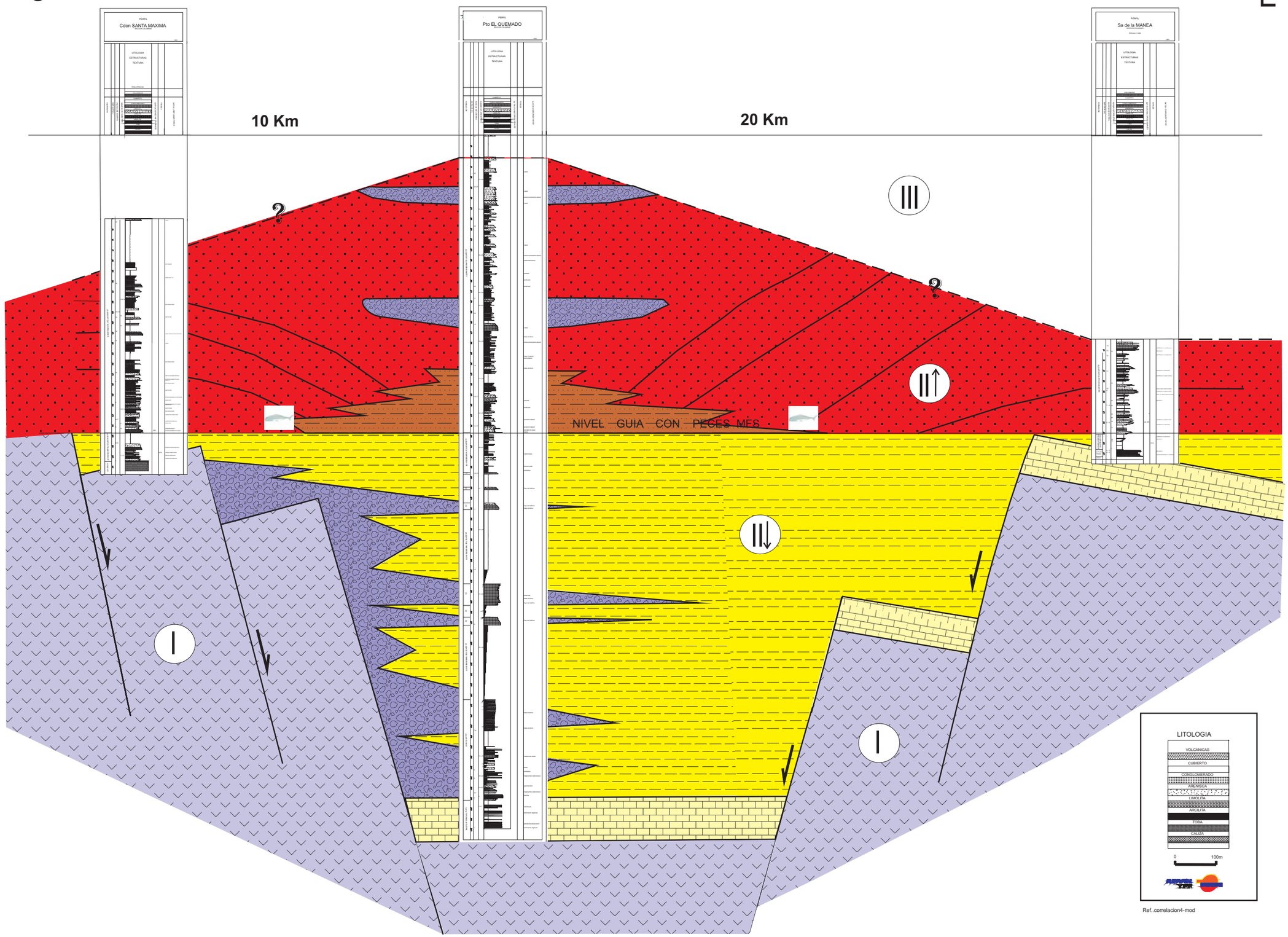
0 2 4 6 8 10
Km

Modificado de Figari et al. 1992





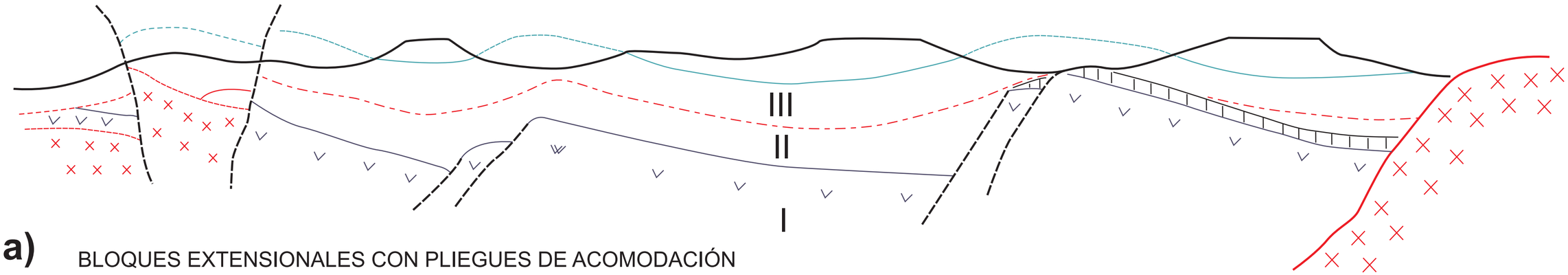
CORTES ESTRATIGRAFICOS DEL DEPOCENTRO GORROFRIGIO



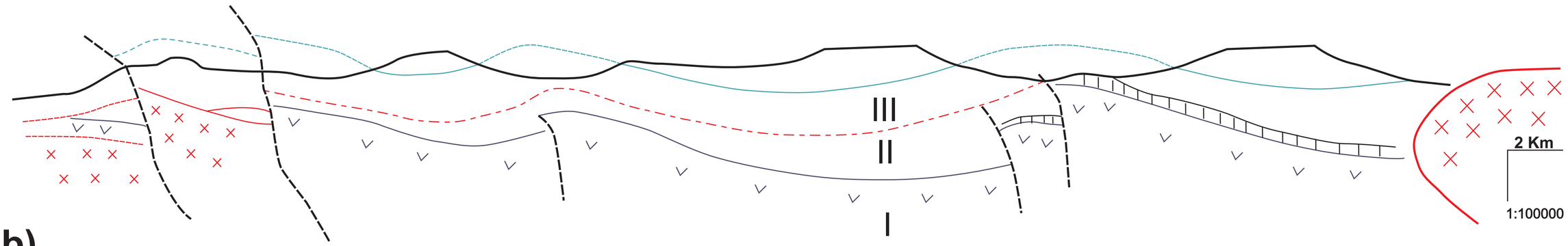
Ref..correlacion4-mod

CORTE ESTRUCTURAL ESQUEMATICO O-E

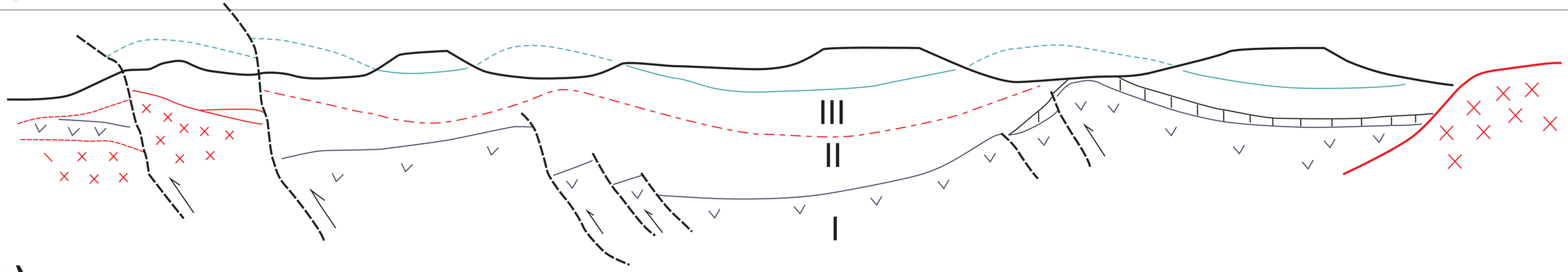
Depocentro Gorro Frigio



a) BLOQUES EXTENSIONALES CON PLIEGUES DE ACOMODACIÓN

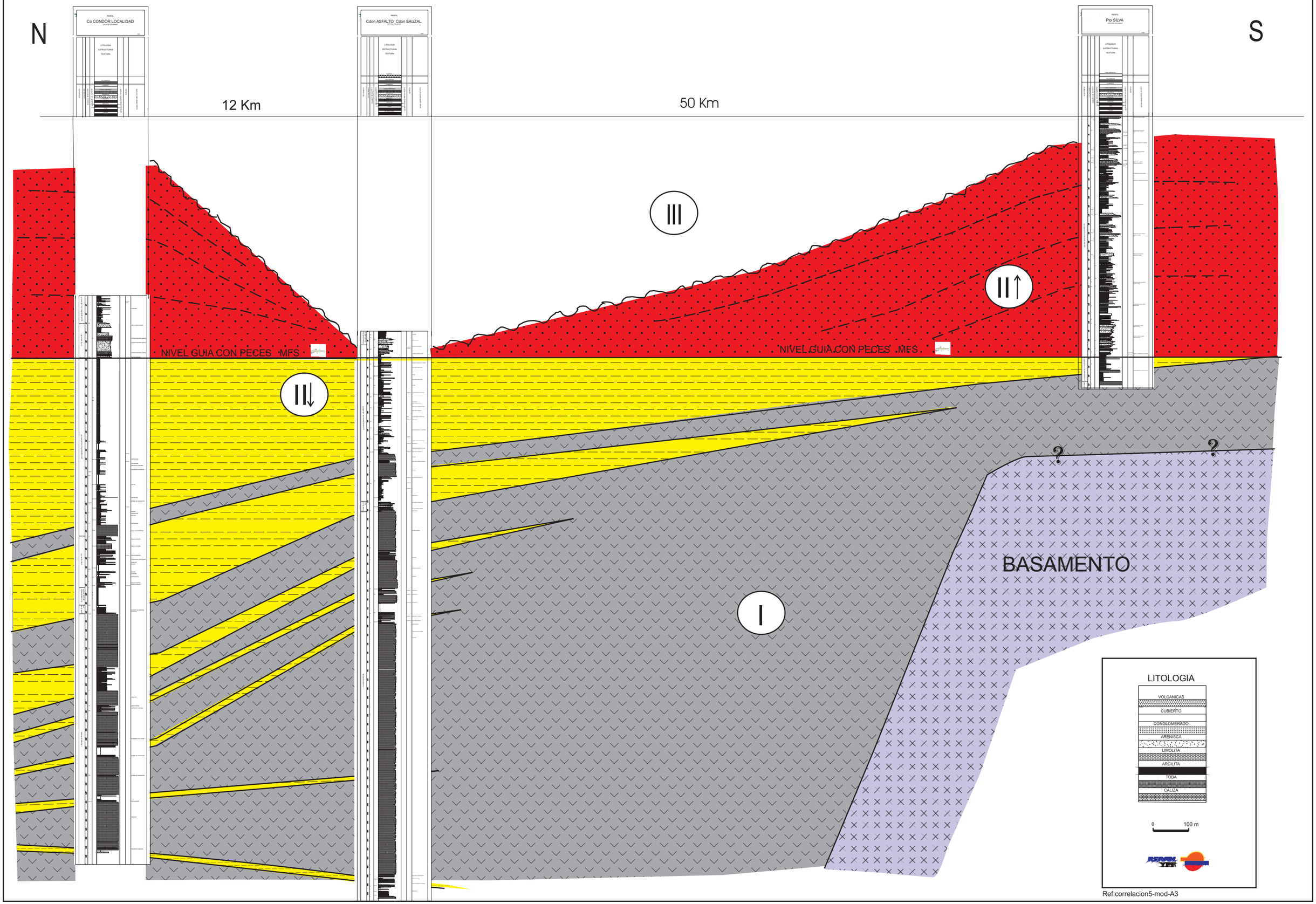


b) BLOQUES COMPRESIVOS



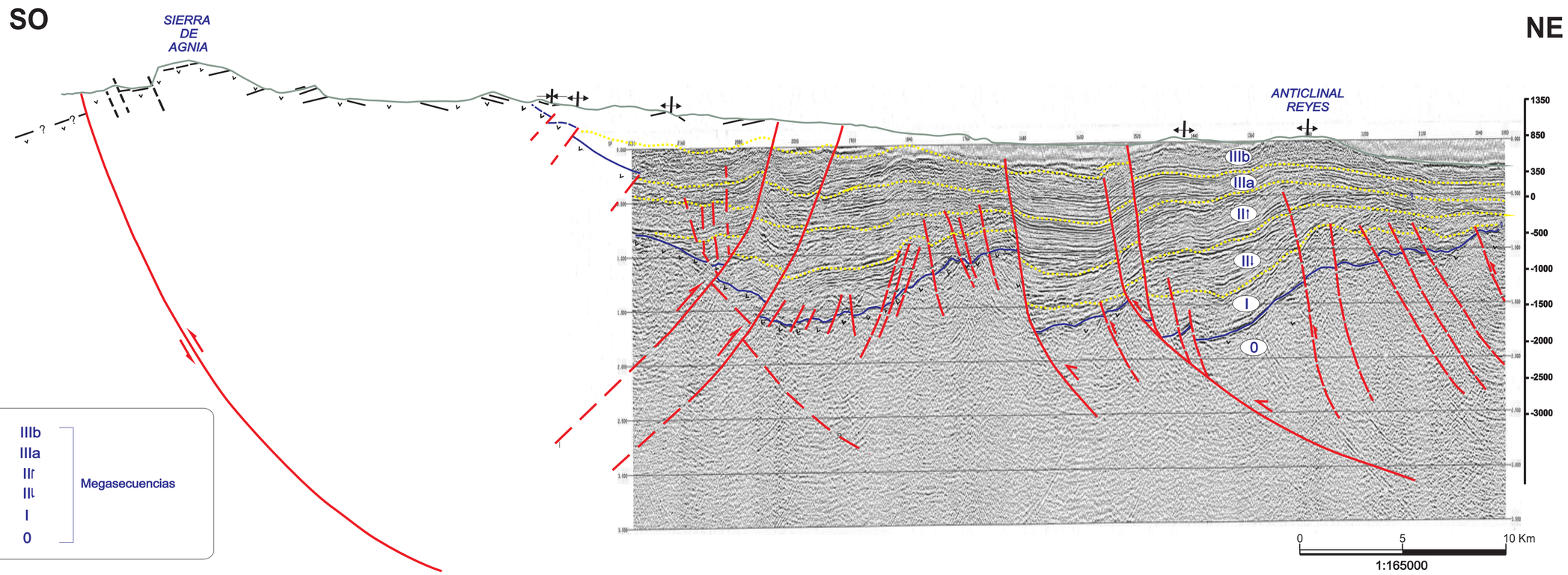
c) BLOQUES COMPRESIVOS CON INVERSIÓN TECTONICA PARCIAL

CORTES ESTRATIGRAFICOS DEL DEPOCENTRO PASO DE INDIOS

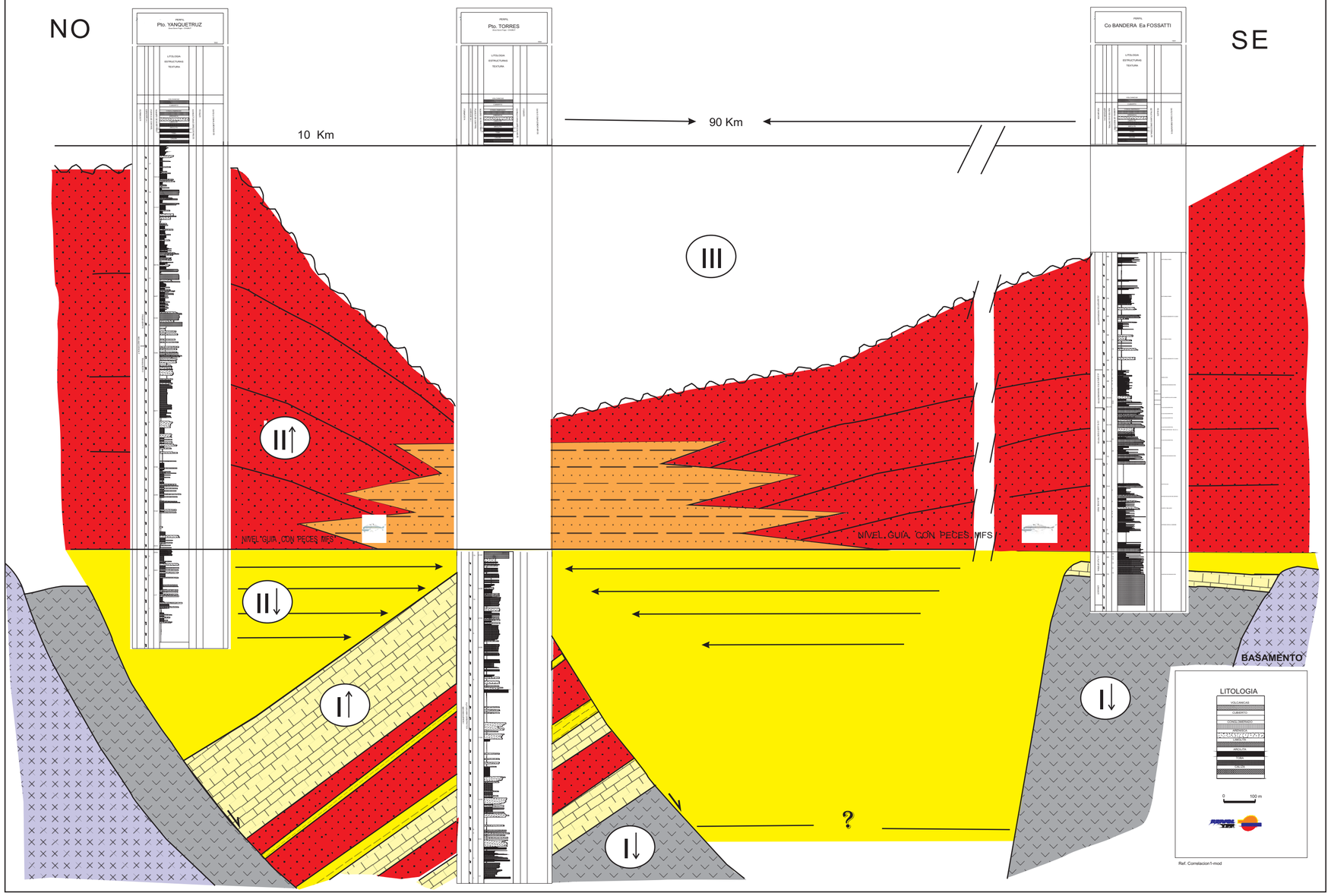


Ref:correlacion5-mod-A3

CORTE ESTRUCTURAL SO-NE
DEPOCENTRO PASO DE INDIOS



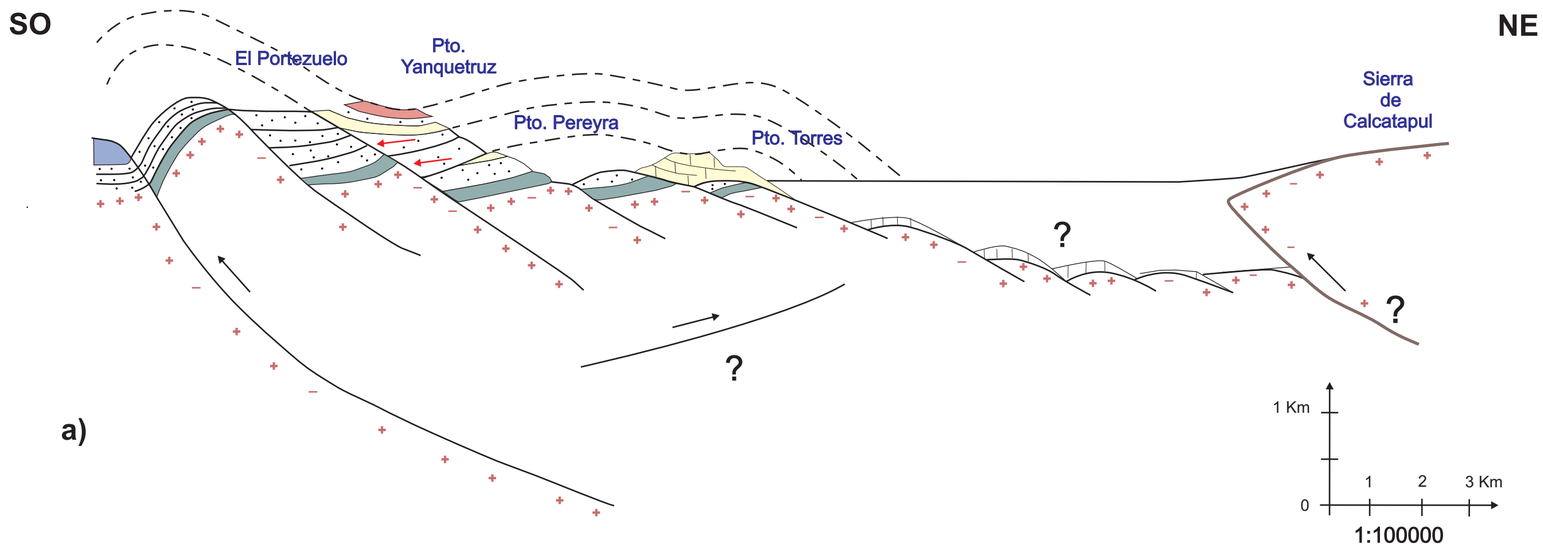
CORTES ESTRATIGRAFICOS DEPOCENTRO GASTRE-GAN GAN



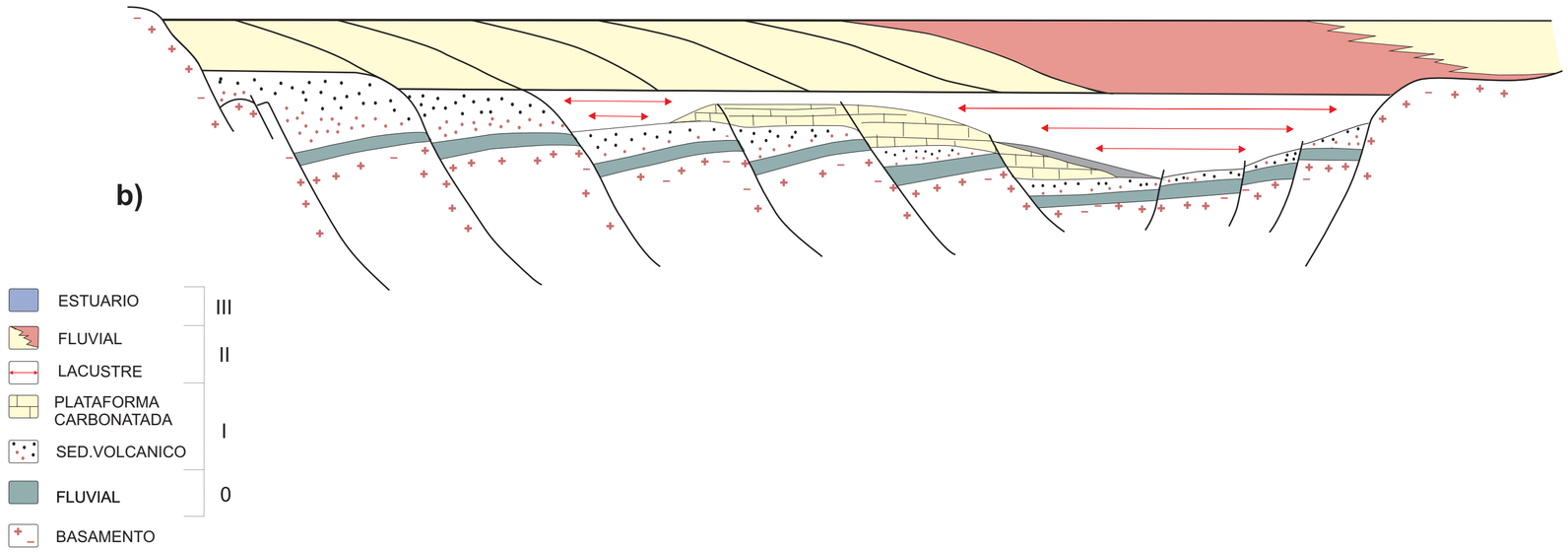
Ref. Correlacion1-mod

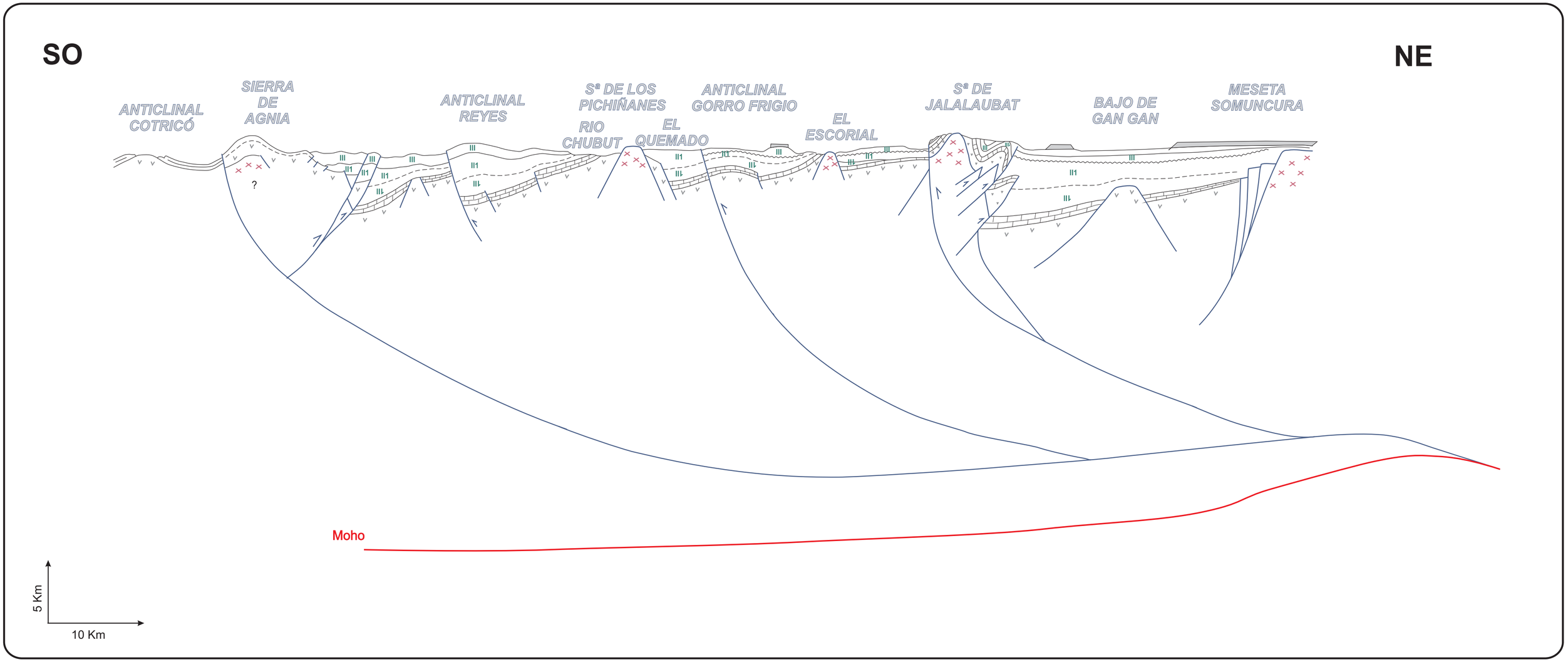
CORTE ESTRUCTURAL ESQUEMATICO SO-NE

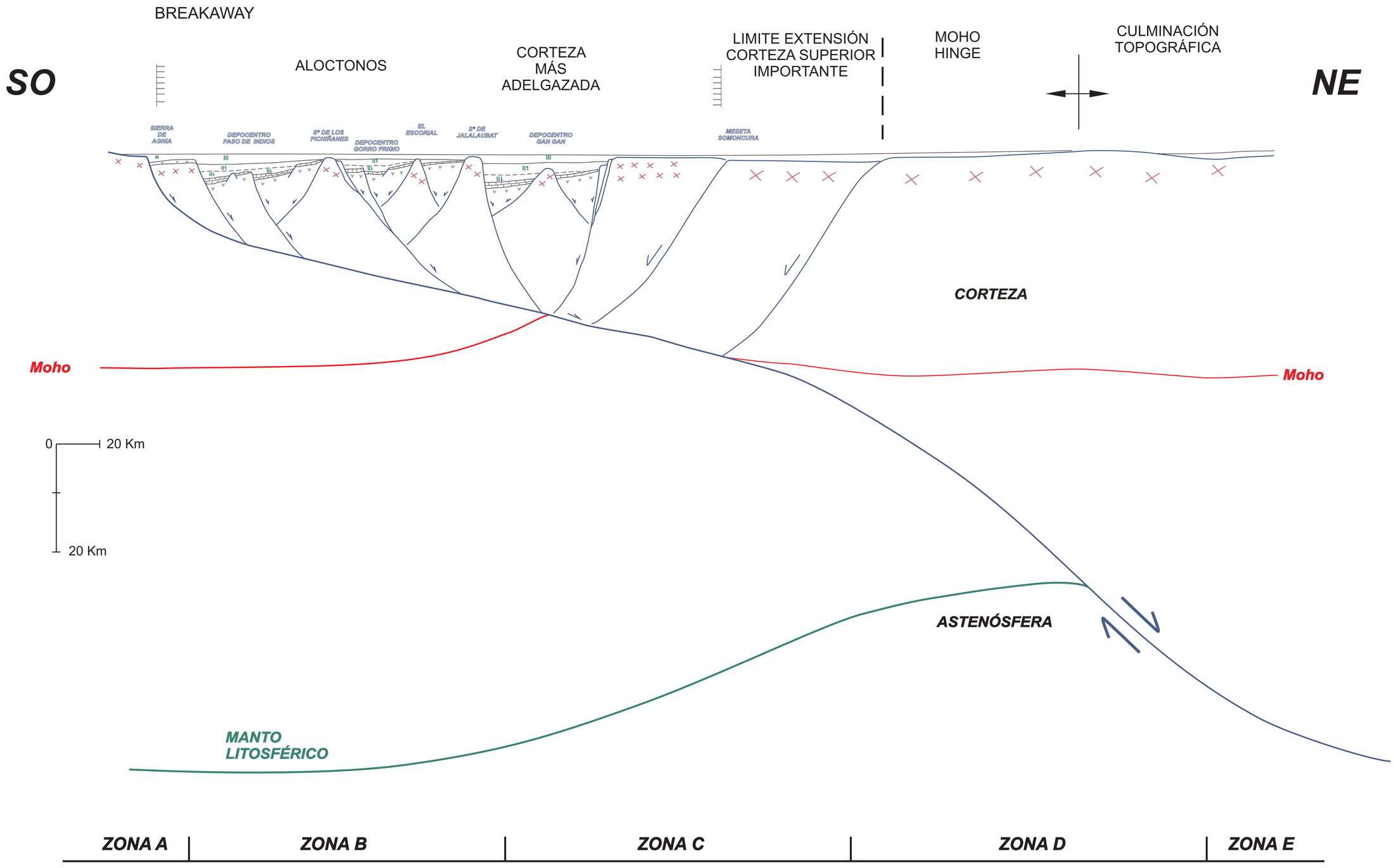
Depocentro Gastre



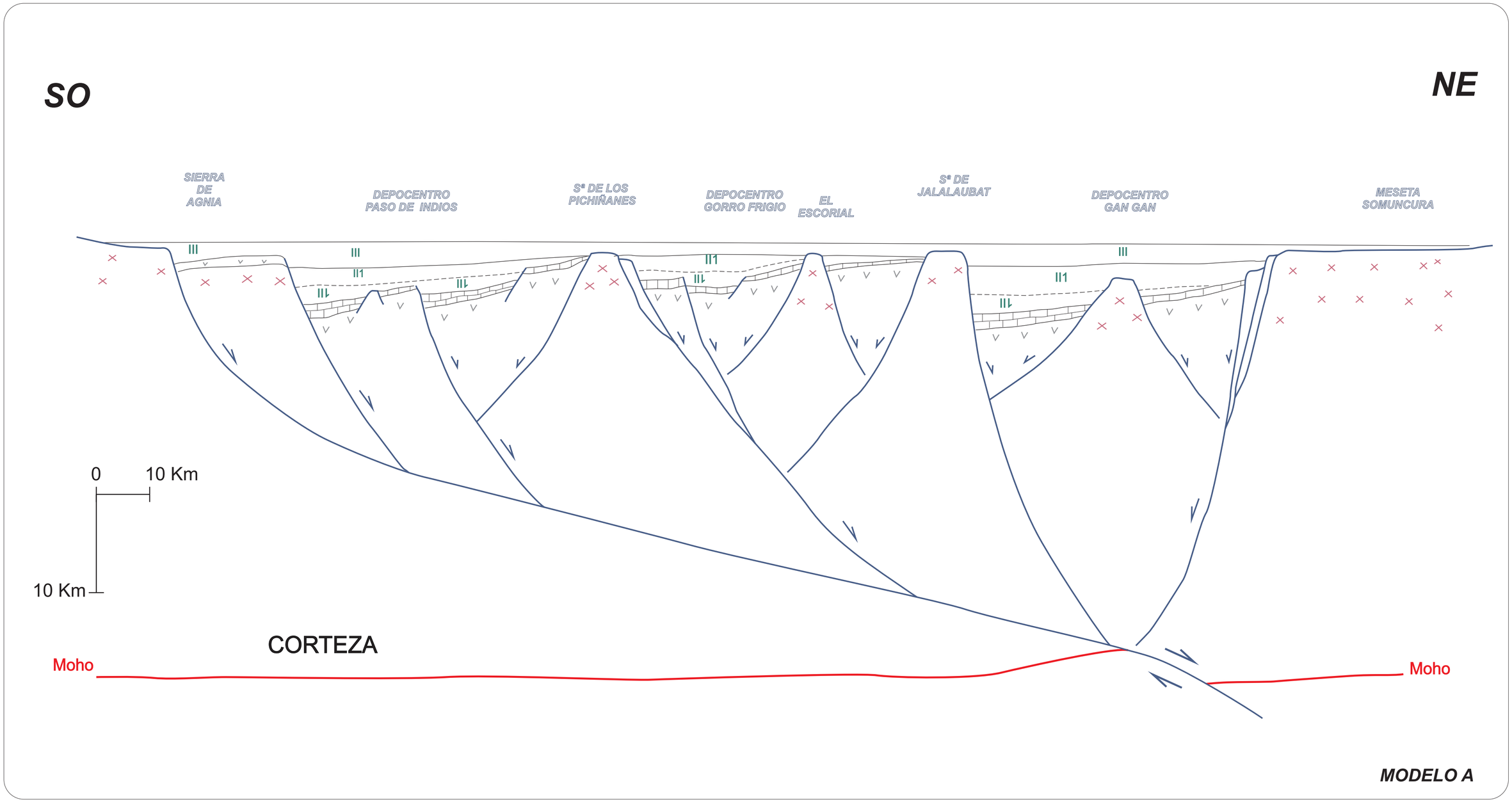
Reconstrucción paleogeográfica JURASICO SUPERIOR



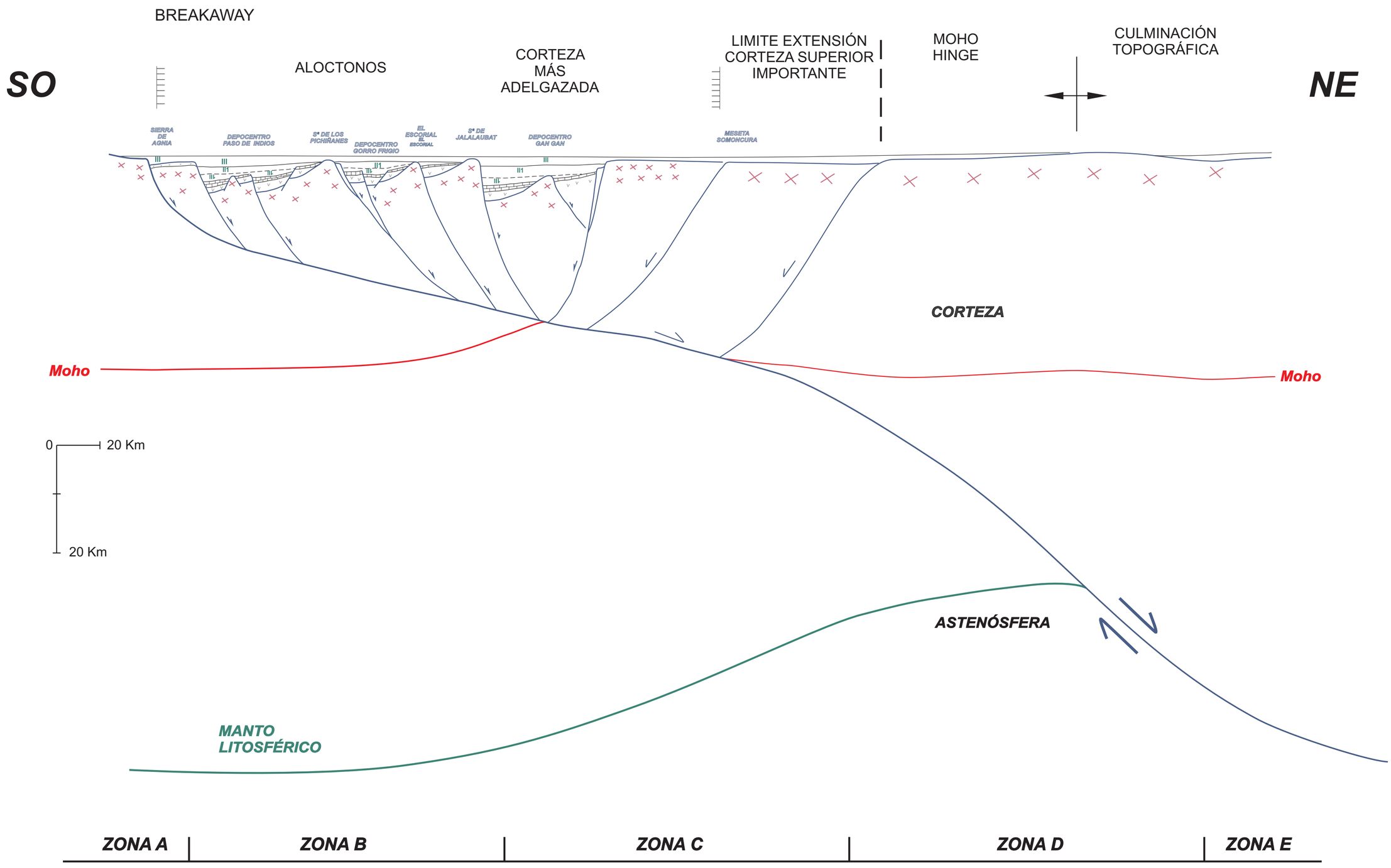

SO
NE
ANTICLINAL COTRICÓ
SIERRA DE AGNIA
ANTICLINAL REYES
Sª DE LOS PICHIÑANES
RIO CHUBUT
EL QUEMADO
ANTICLINAL GORRO FRIGIO
EL ESCORIAL
Sª DE JALALAUBAT
BAJO DE GAN GAN
MESETA SOMUNCURA
?
Moho
5 Km
10 Km


BREAKAWAY
SO
ALOCTONOS
CORTEZA
MÁS
ADELGAZADA
LIMITE EXTENSIÓN
CORTEZA SUPERIOR
IMPORTANTE
MOHO
HINGE
CULMINACIÓN
TOPOGRÁFICA
NE
SIERRA DE AGNIA
DEPOCENTRO PASO DE INDIOS
S° DE LOS PICHIÑANES
DEPOCENTRO GORRO FRIGIO
EL ESCORIAL
S° DE JALALAUBAT
DEPOCENTRO GAN GAN
MESETA SOMONCURA
CORTEZA
Moho
Moho
0
20 Km
20 Km
ASTENÓSFERA
MANTO
LITOSFÉRICO
ZONA A
ZONA B
ZONA C
ZONA D
ZONA E

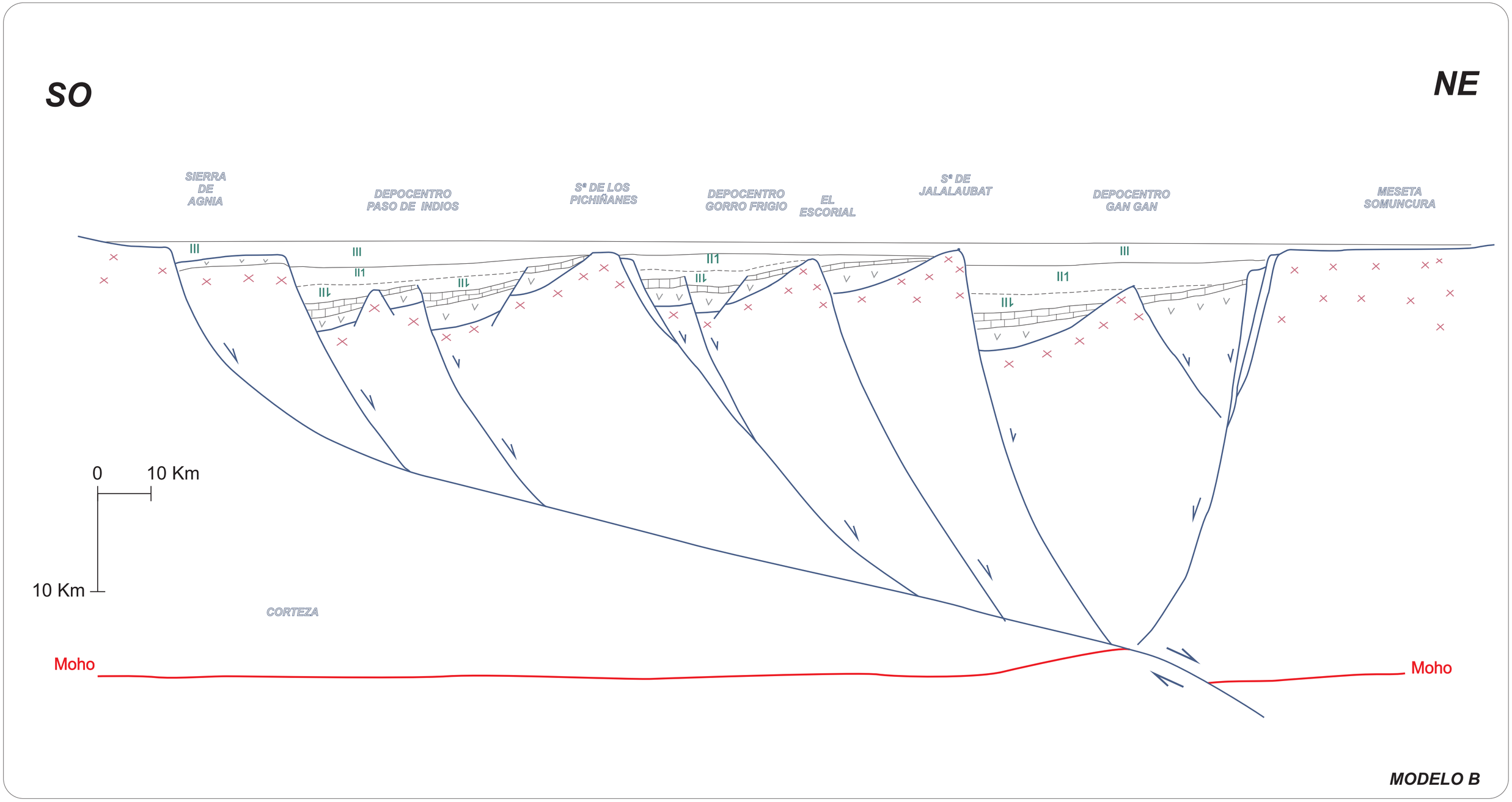
MODELO A1

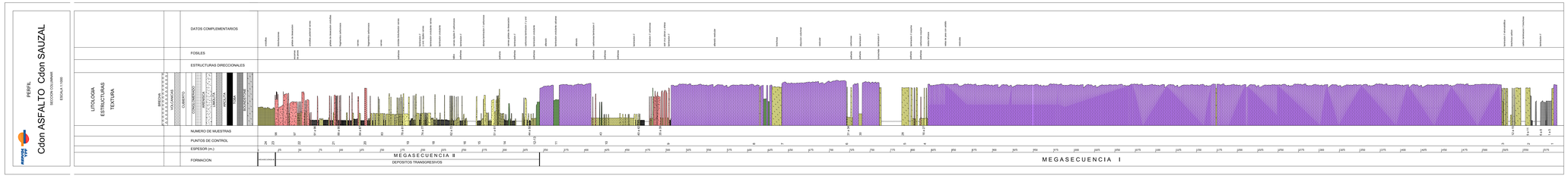

SO
NE
SIERRA DE AGNIA
DEPOCENTRO PASO DE INDIOS
Sª DE LOS PICHIÑANES
DEPOCENTRO GORRO FRIGIO
EL ESCORIAL
Sª DE JALALAUBAT
DEPOCENTRO GAN GAN
MESETA SOMUNCURA
III
II1
III↓
0
10 Km
10 Km
CORTEZA
Moho
Moho

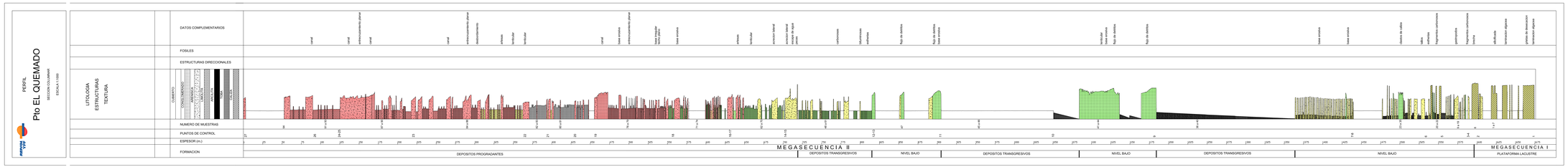
MODELO A


BREAKAWAY
SO
ALOCTONOS
CORTEZA
MÁS
ADELGAZADA
LIMITE EXTENSIÓN
CORTEZA SUPERIOR
IMPORTANTE
MOHO
HINGE
CULMINACIÓN
TOPOGRÁFICA
NE
SIERRA DE AGNIA
DEPOCENTRO PASO DE INDIOS
S° DE LOS PICHIÑANES
DEPOCENTRO GORRO FRIGIO
EL ESCORIAL
S° DE JALALAUBAT
DEPOCENTRO GAN GAN
MESETA SOMONCURA
CORTEZA
Moho
Moho
0
20 Km
20 Km
ASTENÓSFERA
MANTO
LITOSFÉRICO
ZONA A
ZONA B
ZONA C
ZONA D
ZONA E

MODELO B1


SO
NE
SIERRA DE AGNIA
DEPOCENTRO PASO DE INDIOS
Sª DE LOS PICHIÑANES
DEPOCENTRO GORRO FRIGIO
EL ESCORIAL
Sª DE JALALAUBAT
DEPOCENTRO GAN GAN
MESETA SOMUNCURA
III
II1
III↓
0
10 Km
10 Km
CORTEZA
Moho
Moho
MODELO B


PERFIL
Cdon ASFALTO Cdon SAUZAL
SECCION COLUMNAR
ESCALA 1:1000
LITOLOGIA
ESTRUCTURAS
TEXTURA
DIRECCIONAL
CUARZO
CONGLOMERADO
ARENISCA
ARCILITA
LIMO
BOLONCERIA
DATOS COMPLEMENTARIOS
FOSILES
ESTRUCTURAS DIRECCIONALES
NUMERO DE MUESTRAS
PUNTOS DE CONTROL
ESPESOR (m.)
FORMACION
MEGASECUENCIA II
MEGASECUENCIA I
DEPOSITOS TRANSGRESIVOS


PERFIL
Pto EL QUEMADO
SECCION COLUMNAR
ESCALA 1:1000
LITOLOGIA
ESTRUCTURAS
TEXTURA
CUARZO
CONGLOMERADO
ARENISCA
ARCILITA
LIMO
BOLONCERIA
DATOS COMPLEMENTARIOS
FOSILES
ESTRUCTURAS DIRECCIONALES
NUMERO DE MUESTRAS
PUNTOS DE CONTROL
ESPESOR (m.)
FORMACION
MEGASECUENCIA II
MEGASECUENCIA I
DEPOSITOS PROGRADANTES
DEPOSITOS TRANSGRESIVOS
NIVEL BAJO
PLATAFORMA LACUSTRE