



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA
FORMACIÓN DOROTEA (MAASTRICHTIANO), SECTOR RÍO DE LAS CHINAS,
REGIÓN DE MAGALLANES Y ANTÁRTICA CHILENA,
CHILE (50°S).

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
EDWIN JONATHAN GONZÁLEZ ABARCA

PROFESOR GUÍA:
DR. FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DR. JACOBUS LE ROUX
DR. CHRISTIAN SALAZAR SOTO
DR. MARCELO LEPPE CARTES

SANTIAGO DE CHILE

2015

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo

POR: Edwin González Abarca

FECHA: Diciembre de 2015

PROFESOR GUÍA: Dr. Francisco Hervé Allamand

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA
FORMACIÓN DOROTEA (MAASTRICHTIANO), SECTOR RÍO DE LAS CHINAS,
REGIÓN DE MAGALLANES Y ANTÁRTICA CHILENA,
CHILE (50°S).

Los afloramientos pertenecientes a la Formación Dorotea en el valle del río Las Chinas, registran una somerización de la Cuenca de Magallanes ocurrida en el Maastrichtiano y un abundante contenido fosilífero. Mediante el reconocimiento de facies sedimentarias fueron interpretadas asociaciones de facies deltaicas que comprenden el prodelta, frente deltaico, planicie deltaica y depósitos de canales fluviales. Un estudio de estratigrafía secuencial aplicado a las tipos de superficies, patrones de apilamientos y alternancia de facies, logro determinar que la Formación Dorotea se compone de 4 secuencias, S1 que es asociada a depósitos de frente deltaico, con influencia fluvial y de oleaje, S2 con escasos afloramientos, S3 que corresponde a la más continental, representa alternancia entre ambientes de frente deltaico y planicie deltaica con incisión de causas fluviales y un gran registro de improntas foliares excelentemente conservadas y S4, que representa una transgresión desde facies de planicie deltaica, que contienen desde un bonebed de hadrosaurios, a facies marino someras con reptiles marinos y *Ambigostrea sp.*, fósil guía del Maastrichtiano. Se atribuye a las oscilaciones eustáicas un control mixto, tanto tectónico local ,como global atribuido a un descenso de la temperatura desde el Campaniano.

*¡Venga valiente! salta
por la ventana.*

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer en primera instancia a mi padres, hermanos y abuelitas, quienes me han apoyado incondicionalmente y amado (también alimentado) durante todas mis fases de desarrollo ontogénico.

Sin duda mis amigos son de las piezas más vitales de estos casi 8 años, ya que logramos crear los lazos más fuertes y bonitos. He hecho grandes amigos en la facultad, partiré por quienes me cobijaron, cuando sentía que no encajaba de ninguna manera con el perfil de la carrera, mis Teatritos, en especial a mi amado K y mi amada Fer. Ya entrando en la especialidad de geología seguí conociendo gente maravillosa, aquí aparecen los Hipers, todos muy distintos, con una amistad forjada tanto en los lugares más lejanos y extremos como en las situaciones más cotidianas y chacoteras, mención especial a Hermann, Mila, Cami, Pau y Charlie. Otro sitio donde pasé mucho he hice muy buenas migas, fue en la piscina de Cal y Canto, aquí aparecen mis profesores de natación (mención honrosa a la profe Moni) y los mejores compañeros de entrenamiento, que ya puedo llamar amigos. A todos ustedes les agradezco tanto por haber hecho de mi paso por la universidad algo hermoso e inolvidable.

Quiero agradecer también a mi gente del MNHN, a los Kariboys, a los Unabitos, a Christian, a Lord y a la Poto, a mi querido equipo de investigación en Magallanes, en especial a Jeshu, a Leslie y a Marcelo, también al Dani y su hermosa familia por hospedarme siempre que estaba en Punta Arenas y hacerme sentir en casa.

Gracias especiales a mis amores de la vida, Angela, Javico, Allan, Diegonardo, los Eevees, las Viejas, el Círculo y a Domo. Por último, agradezco a mi comisión, que siempre tuvo las mejores intenciones para responder mis dudas, a todo el Departamento de Geología, en especial a mis profes, Sofía, César, Pancho, Jacobus, Dieguito y Reynaldo por sus grandes enseñanzas, también a Blanquis, Don Carlos, Julio, Roberto, Verito, Kilo, Juanito y Rosita por toda su ayuda y buena voluntad.

TABLA DE CONTENIDO

Introducción	
El Maastrichtiano de la Cuenca de Magallanes	1
Ubicación y acceso.....	2
Geomorfología.....	2
Clima y biodiversidad.....	4
Objetivos.....	7
Metodología	8
Hipótesis y problemática	11
Marco geológico regional	12
Antecedentes generales.....	12
La Cuenca de Magallanes.....	13
Fase extensional: Cuenca de Rocas Verdes	13
Fase contráctil: Cuenca de antepaís de Magallanes.....	15
Estratigrafía de la Cuenca de Magallanes.....	16
Formación Tobífera.....	16
Formación Zapata.....	18
Formación Punta Barrosa	19
Formación Cerro Toro	20
Formación Tres Pasos.....	21
Formación Dorotea	22
Formación Man Aike.....	23
Formación Río Leona.....	24
Formación Estancia 25 de Mayo.....	25
Formación Santa Cruz	26
Secciones estratigráficas	28
Sección Riachuelo del Bitumen	30
Sección Valle de Gwangi	37
Sección Colina Hadrosaurio	61

Sección Quebrada de las Trazas.....	75
Sección Lomas del Titán	81
Petrografía y procedencia sedimentaria	84
Petrografía	85
Conteo Modal	94
Análisis e interpretación de facies	96
Asociación de facies 1	99
Asociación de facies 2	100
Asociación de facies 3	102
Asociación de facies 4	105
Asociación de facies 5	106
Asociación de facies 6	108
Asociación de facies 7	109
Estratigrafía secuencial	112
Cortejos y secuencias	113
Discusiones	117
Conclusiones	125
Bibliografía	127

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1: Mapa y vías de acceso a la zona de estudio.	3
Figura 2: Registro florístico del valle del río Las Chinas A) <i>Laretia</i> sp. B) <i>Lupinus</i> sp. C) Líquenes D) Suculenta indet. E) <i>Calceolaria uniflora</i> F) Suculenta indet.	5
Figura 3: Registro faunístico del valle del río Las Chinas A) <i>Lama guanicoe</i> B) <i>Ctenomys magellanicus</i> C) <i>Cynclodes</i> sp. D) <i>Vultur gryphus</i> E) <i>Pleuroderma bufoninum</i> F) <i>Liolaemus magellanicus</i> G) Chinchemolle (Fam. Agathemeridae) H) Gorgojo.	6
Figura 4: Simbología de estructuras y fósiles utilizada en las secciones.....	10
Figura 5: Mapa geológico de la provincia de Última Esperanza, modificado de Fildani et al. (2008), Ghiglione et al. (2009), Gutiérrez et al. (2013) y Schwartz & Graham (2015).	14
Figura 6: Cuadro cronoestratigráfico de las formaciones de la Cuenca de Magallanes, modificado de Fildani et al. (2008) y Cuitiño (2011).	17
Figura 7: Vista general de los afloramientos de la Formación Dorotea en el valle Las Chinas.	28
Figura 8: Transectas de las secciones estratigráficas realizadas en el valle Las Chinas. A= Sección Riachuelo del Bitumen, B= Sección Valle de Gwangi, C= Sección Colina Hadrosaurio, D= Sección Quebrada de las Trazas y E= Sección Lomas del Titán.	29
Figura 9: Contacto entre la Formación Dorotea y la subyacente Formación Tres Pasos.	30
Figura 10: Sección estratigráfica Riachuelo del Bitumen.	31

Figura 11: A) Incipiente estratificación cruzada similar a ‘hummocky’ B) Contacto nítido sinuoso.	32
Figura 12: A) <i>Skolithos</i> isp. B) <i>Rosellia</i> isp. C-D) <i>domichnia</i> E) <i>Skolithos</i> isp. F) Marcas de base G) <i>Teredolites</i> isp. H) <i>Rosellia</i> isp.	33
Figura 13: A) Areniscas y lutitas bituminosas con acuñaamiento lateral de estratos B) Nódulos silíceos en arenisca C) Molde externo de <i>Trigonia</i> indet. D) Moldes externos de gastrópodos turriteliformes.	34
Figura 14: A) Deformación sinsedimentaria en areniscas y lutitas calcáreas B) Estratificación cruzada tipo ‘hummocky’ C) Estructuras de ‘balls & pillows’.	36
Figura 15: A) Base de la columna Valle de Gwangi B) Láminas carbonosas C) Fragmentos decimétricos de madera carbonizada.	37
Figura 16: Sección estratigráfica Valle de Gwangi, tramo inferior.	38
Figura 17: A) Concreciones silíceas en arenisca B) Estratificación cruzada sobre un contacto erosivo en fangolitas C) Grietas de deshidratación en arenisca.	40
Figura 18: A) Conglomerado grueso masivo B) Conglomerado grueso sobre base erosiva C) Intercalaciones lenticulares decimétricas de conglomerados medios y areniscas medias a gruesas D) Improntas de madera.	41
Figura 19: A) Fangolitas masivas de color grisáceo con intercalaciones de areniscas B) Estratificación cruzada en varias direcciones C) Improntas de madera.	42
Figura 20: A) Bivalvia indet. B) <i>Psilonichnus</i> isp. C) Ondulitas de oleaje.....	43

Figura 21: A) Ondulitas de oleaje con crestas bifurcadas B) Ondulitas de interferencia C) Pectínido.	44
Figura 22: Sección estratigráfica Valle de Gwangi, tramo medio inferior.....	45
Figura 23: Sección estratigráfica Valle de Gwangi, tramo medio superior.....	47
Figura 24: A) Estratificación cruzada en espiga B) Gradación inversa de areniscas gruesas a conglomerado C) Improntas de madera D) <i>Panoepa</i> sp. en posición de vida.	48
Figura 25: A) Arenisca fina bioturbada, <i>Planolites</i> isp., <i>Teichichnus</i> isp., <i>Rhizocorallium</i> isp. B) ‘Lag’ basal de conchillas C) <i>Ophiomorpha</i> isp. D) <i>Rhizocorallium</i> isp. E) Ondulitas as- cendentes.	50
Figura 26: A) Areniscas con estratificación ondulosa sobreyacidas por areniscas de estrati- ficación cruzada de alto ángulo B) Cortinas de fango y calcos de carga C) Estratificación ondulosa.	51
Figura 27: A) Angiosperma indet. B) <i>Nothofagus</i> sp1. C) <i>Nothofagus</i> sp2. D) <i>Nothofagus</i> sp3. E) Angiosperma indet1. F) Angiosperma indet2.	52
Figura 28: Sección estratigráfica Valle de Gwangi, tramo superior.....	53
Figura 29: A) Madera silicificada contenida en niveles conglomerádicos B) Improntas de madera C) Areniscas con estratificación cruzada D) Fragmento ex situ de madera silicificada E) Nódulos silíceos en arenisca.	54
Figura 30: A) <i>Ambigostrea</i> sp. B) <i>Turkostrea</i> sp. C) Ostreideo indet.	55
Figura 31: Moldes de gastrópodos (Familia Aphorridae).	55

Figura 32: A-B) Fragmentos óseos de dinosaurio C-D-F) Centro vertebrales de plesiosaurio E) Fragmento óseo asociado a mosasaurio.	56
Figura 33: A) Discordancia erosiva del techo de la Formación Dorotea B) Trazas verticales C) Bloques de arenisca calcárea dentro de conglomerado D) Flasers en arenisca.	58
Figura 34: Fósiles de invertebrados contenidos en la base de las Formación Man Aike A) Bivalvia indet. B) Corallia indet. C) Terebratúlido D) Bivalvia indet. E) Valvas desarticuladas de pectínidos aglomerados F) <i>Ostrea groberi</i> G) Bivalvia indet. H) Tronco silicificado. ...	59
Figura 35: A-D) Briozoos lamelares asociados a la Familia Cerioporidae.	60
Figura 36: A) Conglomerados y arenisca conglomerádicas de la base de la sección Colina Hadrosaurio B) Intercalaciones de conglomerado matriz soportado y areniscas C) Estrati- ficación cruzada de bajo ángulo.	61
Figura 37: Sección Colina Hadrosaurio, tramo inferior.....	62
Figura 38: A) Areniscas de geometría tabular B) <i>Panopea</i> sp. en posición de vida C) Are- niscas con estratificación cruzada tipo hummocky.	64
Figura 39: A) Canalizaciones de arenisca conglomerádica y conglomerado B) Estratificación en los niveles arenosos C) Areniscas pardo verdosas de grano grueso con estratificación cruzada en artesa.	66
Figura 40: A) Nivel fosilífero de fangolitas sobreyacidas por areniscas B) Geopétalo C) Fan- golitas con abundantes moldes de bivalvos.	67
Figura 41: Sección Colina Hadrosaurio, tramo superior.....	68

Figura 42: A) Bivalvo veneroideo B) Rostrum de belemnites orientados C) Ondulitas D) <i>Rhizocorallium</i> isp. E) Arreglo monoespecífico de <i>Teichichnus</i> isp.	69
Figura 43: Flora fósil de la Colina hadrosaurio A) Fruto indeterminado B) <i>Nothofagus</i> sp. C) Angiosperma indet. D) Podocarpácea indet. E) <i>Nothofagus</i> sp. F) Araucariácea G-H) <i>Taeniopteris</i> sp.	70
Figura 44: A) Vista general del nivel de fangolitas y areniscas con improntas foliares sobreyacido por un canal de conglomerado grueso B-D) Contacto erosivo de la base del conglomerado C) Tronco contenido en canal conglomerádico.	71
Figura 45: A-C) Material óseo encontrado in situ asociado a hadrosaurios. D-E) Material óseo ex situ asociado a saurópodos.	72
Figura 46: A) Areniscas calcáreas con estratificación ondulítica B) ‘Lag’ basal de conchillas y grava que grada a areniscas medias C) Areniscas con estratificación cruzada en artesa D) Arenisca con ondulitas de oleaje E) Fragmentos de conchilla de bivalvos y gastrópodos F) Dientes de pez.	73
Figura 47: A) Areniscas con estratificación cruzada en artesa B) Fragmento retrabajado de arco neural de plesiosaurio c) Moldes de bivalvos en arenisca D) Impresiones de madera en arenisca.	74
Figura 48: Sección Quebrada de las Trazas.....	76
Figura 49: A) Base de la columna Quebrada de las Trazas, fangolitas sobreyacidas erosiva- mente por lente de conglomerado masivo B) Areniscas conglomerádicas lenticulares con estratificación cruzada de bajo ángulo y acreción lateral.	77
Figura 50: A-D) Angiospermas indet. de la base de la sección Quebrada de las Trazas....	78

Figura 51: A-B) Grietas en areniscas limosas C) Conchillas retrabajadas de <i>Dentallium</i> sp. D) Conchillas retrabajadas de <i>Ostrea</i> sp.	79
Figura 52: A-B) Areniscas con ondulitas y <i>Psilonichnus</i> isp.	80
Figura 53: Sección Lomas del Titán.....	82
Figura 54: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra A1 B) Muestra A3-A C) Muestra A3-B.	86
Figura 55: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra A-6 B) Muestra A8-2.	88
Figura 56: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra B2-A B) Muestra B2-B C) B2-C.	90
Figura 57: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra C1 B) Muestra C3 C) Muestra CY.	92
Figura 58: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra E-4 B) Muestra E-5.	93
Tabla 1: Porcentajes de composición de los cortes petrográficos analizados, Q: Cuarzo total, F: Feldespatos, L: Fragmentos líticos, Qm: Cuarzo monocristalino, Lt: Fragmentos líticos totales.	94
Figura 59: Diagramas de procedencia sedimentaria de las areniscas de la Formación Dorotea.	95
Tabla 2: Facies identificadas en el área de estudio, basado en Bauer (2012).....	97-98

Figura 60: Relaciones secuenciales y asociaciones de facies de la Formación Dorotea, LST: Cortejo de estadio bajo, TST: Cortejo transgresivo, FSST: Cortejo de cuña regresiva, HST: Cortejo de estadio alto, SB: Límite de secuencias, TS: Superficie de transgresión, MFS: Superficie de máxima inundación.....118

Figura 61: Mapa geológico del Calafate, provincia de Santa Cruz, Argentina. Modificado de Nullo et al. (2006). 121

Figura 62: Cuadro cronoestratigráfico de las formaciones argentinas aflorantes al sur del lago Viedma, provincia de Santa Cruz. Fuente: Marensi et al., 2003. 122

Introducción

El Maastrichtiano en la Cuenca de Magallanes

Durante fines del Campaniano y Maastrichtiano ocurrió un enfriamiento global que provocó variaciones en el nivel del mar (Clarke y Jenkyns, 1999; Linnert et al., 2014). En la Cuenca de Magallanes comenzó un proceso de somerización, que es reflejado en el paso de los depósitos marinos poco profundos de la Formación Tres Pasos (Campaniano-Maastrichtiano) a los depósitos deltaicos de la Formación Dorotea (Maastrichtiano). La ocurrencia de este sistema deltaico, a fines del Mesozoico, permitió la preservación de un extenso y diverso registro faunístico y florístico, que ha sido de gran interés en varias localidades como sierra Dorotea y cerro Guido, desde finales del siglo XIX (e.g. Hautal, 1898; Cecioni, 1957b; Katz, 1963; Wilson, 1991; Fildani et al., 2008; Bauer, 2012; Schwartz y Graham, 2015).

Una reciente expedición ha documentado en la localidad del valle del río Las Chinas, en las proximidades de la frontera Chile-Argentina, un ‘bonebed’ en niveles continentales con material óseo asociado a hadrosaurios y sobreyacentes estratos con huesos de plesiosaurio, polycotílido y mosasaurio. También se documentan varios niveles con plantas fósiles, dentro de ellos, los primeros registros maastrichtianos del género *Nothofagus*, además de

una gran variedad de invertebrados. Estas alternancias entre ambientes subacuáticos y subaéreos otorgan una excelente oportunidad para estudiar los cambios eustáticos ocurridos durante el Maastrichtiano en la Cuenca de Magallanes.

Ubicación y acceso

El área de estudio se encuentra en el sector norte del valle del río Las Chinas (50°42'S, 72°32'W), ubicado al norte de cerro Guido en la provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes y la Antártica Chilena (Fig. 1).

Desde Puerto Natales, se debe transitar a través de la Ruta 9 hacia el norte, 110 km en dirección a la estancia Cerro Guido. Posteriormente, continuar por la bifurcación a la Ruta Y-120 en dirección a la estancia Las Chinas en donde se encuentra la entrada al valle del río Las Chinas (10 km). Desde la entrada al valle, el acceso es complejo, por lo que es recomendable hacer este último tramo (10 km) a pie, a caballo o en vehículo de doble tracción.

Geomorfología

El área de estudio, corresponde a un valle modelado por acción fluvio-glacial con orientación NNW. El río Las Chinas, que nace en las altas cumbres de la frontera con Argentina, es del tipo meandriforme y presenta una sinuosidad de 1,4. Son frecuentes los lagos semilunares o de herradura y las barras laterales, asimismo es factible identificar dos a tres niveles de terrazas fluviales.

Las laderas del valle presentan pendientes de 8° a 12°, donde los relieves abruptos, rocas aborregadas, depósitos de diamicto y 'hummocks' en las planicies, serían señales de una reciente erosión glacial, asociada al Plioceno y Pleistoceno (Nullo et al., 2006). Las máximas elevaciones del valle son alcanzadas en las Tetas de las Chinas, cordón Pelado y cerro Mirador, que fluctúan entre los 1200-1400 m s.n.m.

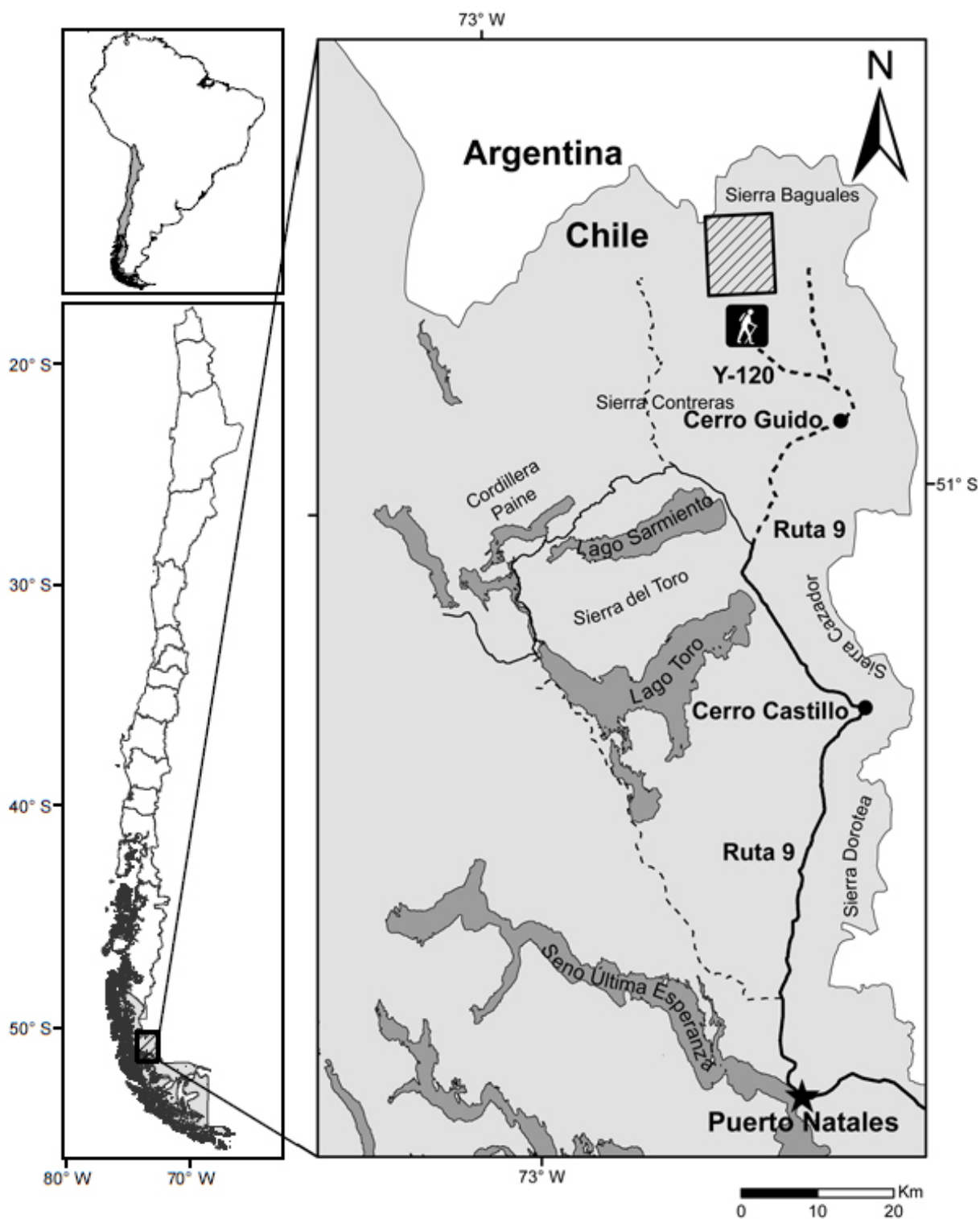


Figura 1: Mapa y vías de acceso a la zona de estudio.

Clima y biodiversidad

Geográficamente la zona de trabajo está ubicada al oriente de los Andes Patagónicos, donde domina un clima estepárico frío, posee precipitaciones entre 250-612 mm/año y temperaturas promedio de 4°C en julio y 12°C en el mes de enero (Chester, 2008).

El coirón (*Poa flabellata*), el neneo (*Mulinum spinosum*), las llaretas (*Azorella* sp. y *Laretia acaulis*, Fig. 2-A) y el calafate (*Berberis* sp.), son la flora dominante en el valle del río Las Chinas, también existen restringidos bosques de lenga (*Nothofagus pumilio*) y coigüe magallánico (*Nothofagus betuloides*). Las plantas de menor tamaño como chochos (*Lupinus* sp., Fig.2-B), zapatitos de virgen (*Calceolaria uniflora* y *C. biflora*, Fig. 2-E) y cadillos (*Acaena* sp.) son frecuentes en las cercanías de los cauces de agua y turberas, mientras que en las cotas superiores (sobre los 1100 m s.n.m.) hay predominancia de líquenes (fig.2-C) y pequeñas suculentas (Fig.2-D y Fig.2-F).

A pesar de las condiciones climáticas, existe una gran diversidad de fauna nativa en la zona. Esta incluye mamíferos como guanacos (*Lama guanicoe*, Fig. 3-A), pumas (*Puma concolor*), gatos monteses (*Oncifelis geoffroyi*), zorros (*Lycalopex culpaeus* y *L. griseus*), chingues (*Conepatus humboldtii*), quirquinchos (*Chaetophractus villosus* y *Zaedyus pichi*), huroncitos patagónicos (*Lyncodon patagonicus*) y tuco-tucos (*Ctenomys magellanicus*, Fig. 3-B).

Las aves avistadas corresponden a churretes (*Cinclodes fuscus* y *C. patagonicus*, Fig. 3-C), chirigües (*Sicalis lebruni*), cóndores (*Vultur gryphus*, Fig. 3-D), águilas (*Geranoaetus melanoleucus*), halcones (*Falco peregrinus*), queltehues (*Vanellus chilensis*), ñandúes (*Pterocnemia pennata*) y bandurrias (*Theristicus melanopsis*).

Los anfibios y reptiles documentados, se restringen a la presencia del sapito gris de cuatro ojos (*Pleuroderma bufoninum*, Fig. 3-E) y a la lagartija magallánica (*Liolaemus magellanicus*, Fig. 3-F). En cuanto a insectos, la observación se acota a chinchemolles (Familia Agathemeridae, Fig. 3-G), gorgojos (Fig. 3-H), abejorros y polillas.

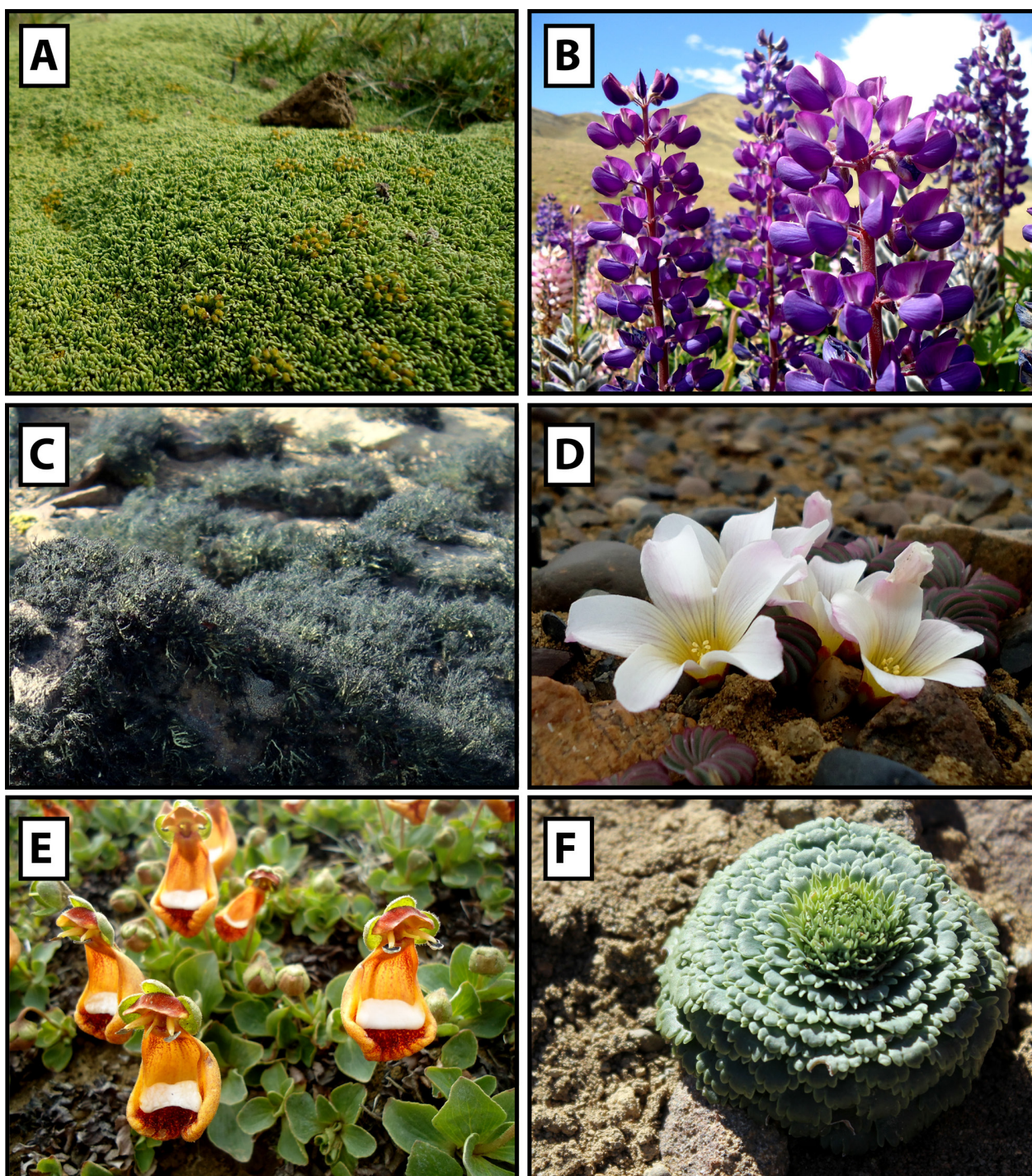


Figura 2: Registro florístico del valle del río Las Chinas A) *Laretia* sp. B) *Lupinus* sp. C) Líquenes D) Suculenta indet. E) *Calceolaria uniflora* F) Suculenta indet.

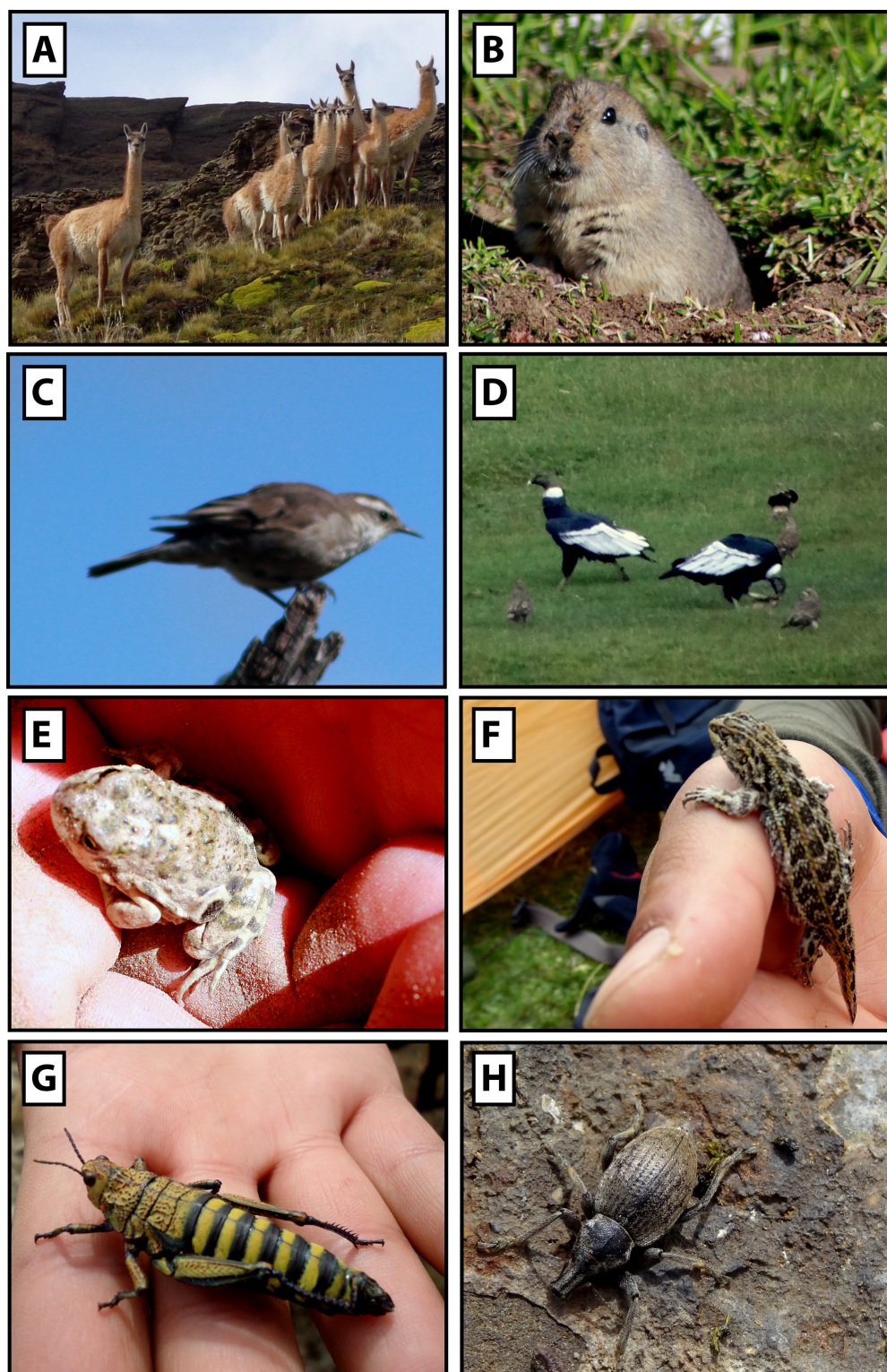


Figura 3: Registro faunístico del valle del río Las Chinas A) *Lama guanicoe* B) *Ctenomys magellanicus* C) *Cynclodes* sp. D) *Vultur gryphus* E) *Pleuroderma bufoninum* F) *Liolaemus magellanicus* G) Chinchemolle (Fam. Agathemeridae) H) Gorgojo.

Objetivos

El objetivo principal de esta memoria de título, es describir en detalle los afloramientos cretácicos en la Cuenca de Magallanes asignados a la Formación Dorotea, distribuida en lo extenso del valle del río Las Chinas (50°S). En este estudio se contempla un análisis paleontológico, de facies y ambientes deposicionales, además de calibrar la edad de la formación y correlacionar los eventos ocurridos a nivel local y global durante finales del Cretácico.

Objetivos específicos

-Reconocimiento e interpretación de facies y asociaciones de facies a partir de variaciones verticales y correlaciones laterales en columnas litoestratigráficas.

-Determinación de procedencia sedimentaria de las areniscas de la Formación Dorotea mediante conteos modales.

-Determinaciones paleontológicas de invertebrados, paleobotánica e ichnofósiles.

-Reconocimiento de distintos tipos de 'tracts' (cortejos) según el estudio de la estratigrafía secuencial.

-Establecimiento de correlaciones con las formaciones del Cretácico Superior de Argentina.

Metodología general

Para lograr los objetivos propuestos, se realizaron dos fases, una primera de trabajo en terreno y otra de gabinete. En la fase de terreno se realizaron cinco columnas estratigráficas y en el trabajo de gabinete fueron efectuados estudios petrográficos, conteos modales, identificación de material paleontológico, mapeo, representación de columnas y estudios bibliográficos. A continuación se detallan ambas fases de trabajo.

Terreno

Se realizaron 12 días de trabajo de campo, durante febrero de 2014 y 8 días efectivos durante febrero de 2015. En terreno fueron hechas 5 columnas de 102 a 785 m de potencia, en estas fueron considerados aspectos litológicos, granulométricos, fosilíferos (fósiles corporales, improntas e icnofósiles), geométricos y estructuras sedimentarias. Las potencias de los distintos niveles fueron medidas con cinta métrica y luego transformadas trigonométricamente. Fueron recolectadas muestras geológicas de niveles particulares para efectuar posteriores estudios.

Petrografía y procedencia sedimentaria

Posterior al trabajo de terreno, con las muestras geológicas obtenidas se realizaron secciones transparentes, éstas fueron primeramente descritas y luego con las muestras de areniscas de grano medio a grueso fueron efectuados conteos modales.

Para realizar los conteos modales, es utilizado el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984), el cual consiste en contar los granos de minerales mayores a 0,0625 mm al microscopio, deben ser contados 400 o más puntos por muestra y registrarse los porcentajes de ciertos minerales indicativos, tales como cuarzo policristalino (Qp), cuarzo monocristalino (Qm), feldespatos (F) y fragmentos líticos (L). La composición mineralógica de las areniscas se encuentra estrechamente relacionada con el régimen tectónico donde éstas se originan (Dickinson, 1970; Dickinson y Suczek, 1979), lo que ha llevado a los investigadores a generar diagramas de discriminación tectónica utilizando estándares y proyecciones de la composición modal de areniscas (e.g. Dickinson et al., 1983), como lo son los diagramas

QFL y QmFLt, que se utilizan en este estudio, estos además de mostrar las variaciones de la composición de las areniscas en relación al ambiente tectónico, pueden resaltar alguna característica específica, por ejemplo, en el diagrama QFL, las variaciones del cuarzo total (Q) reflejan el grado de madurez de la arenisca, en cambio, en el diagrama QmFLt, resalta la fuente de aporte (Sánchez y Centeno, 2000).

Mapeo y representación de columnas

Mediante la recopilación de trabajos previos (Ghiglione et al., 2009; Schwartz y Graham, 2015; Fildani et al., 2008, Gutiérrez et al., 2013) y los datos reunidos en terreno, fueron realizados dos mapas geológicos a distintas escalas, uno regional y otro local, utilizando el software ArcGis 10. Las distintas columnas estratigráficas fueron representadas con el software Adobe Illustrator CS5, para así simplificar y facilitar su interpretación. La simbología utilizada en las distintas secciones estratigráficas se presenta en la figura 4.

Reconocimiento de fósiles

Los fósiles, fueron comparados con los de la literatura asociada a la zona, logrando su identificación y correlación. Los diferentes taxa colectadas en terreno, corresponden a material fragmentario y completo, tales como troncos, improntas foliares, bivalvos, braquiópodos, gastrópodos, briozoos, corales, dinosaurios y reptiles marinos.

Interpretación de facies, asociación de facies y modelo paleoambiental

Las facies sedimentarias fueron caracterizadas principalmente en base a litología, estructuras sedimentarias, tipos de contacto, contenido fosilífero e índice de bioturbación. El índice de bioturbación (IB) fue descrito según Taylor & Goldring (1993), quienes propusieron una escala de 0-6, con 0 como ausencia de bioturbación y 6, completamente bioturbado. Posterior a la identificación de facies, estas fueron agrupadas en asociaciones de facies (ej. AF1) a partir de las cuales fue lograda una interpretación de subambiente. Adicionando a los datos obtenidos un estudio bibliográfico, se propone un modelo de aporte sedimentario y ambiente depositacional para los estratos de la Formación Dorotea.



















































Estructuras	Fósiles	Contactos
 Estratificación plana  Estratificación cruzada  Estratificación cruzada en espiga  Estratificación cruzada tipo 'swaley'  Estratificación cruzada en artesa  Ondulitas  Estratificación cruzada ondulítica  Estratificación cruzada paralela  Estratificación cruzada similar a 'hummocky'  Mudcracks  Concreciones  Deformación sinsedimentaria  Estructuras en llamas  Balls and pillows  Grietas de deshidratación  'Wavy bedding'	 Fósiles fragmentados  Bivalvos  Gastrópodos  Impronta foliar  Detrito orgánico  Madera  Crustáceos  Corales  Braquiópodos  Briozoos  Belemnites  Escafópodos  Trazas horizontales o subhorizontales  Trazas verticales	 Plano o nítido  Erosivo  Erosivo sinuoso  Desconocido
		Litología
		 Lutitas  Limolitas  Areniscas finas a medias  Areniscas medias a muy gruesas  Areniscas conglomerádicas  Conglomerados
Vertebrados fósiles		
 Plesiosaurios  Polycotílicos  Mosasaurios	 Peces  Tortuga marina  Terópodos	 Hadrosaurios  Saurópodos  Vertebrado indet.  Dientes de pez

Figura 4: Simbología de estructuras y fósiles utilizada en las secciones estratigráficas.

Correlación

Mediante estudios bibliográficos fueron correlacionados los niveles de la zona de estudio con las formaciones distribuidas a nivel regional (Chile y Argentina) del Cretácico Superior.

Hipótesis y problemática

La investigación asociada a esta memoria de título, mantuvo las siguientes problemáticas como eje de trabajo:

-Durante finales del Cretácico (Maastrichtiano) en la actual provincia de Última Esperanza, ocurrieron alternadamente depósitos de paleoambientes parálidos y continentales. Por ende, un estudio desde una perspectiva de la estratigrafía secuencial, debiese precisar, en cierto modo, los distintos fenómenos transgresivos y regresivos que afectaron el sitio de estudio.

-Los cambios eustáticos podrían asociarse al enfriamiento global ocurrido durante el Maastrichtiano o ser atribuidos a tectónica con características más locales.

-Las características sedimentarias de esta localidad señalan una marcada diferencia con respecto a las localidades de sierra Dorotea (localidad tipo) y cerro Cazador, y ello es, sin duda, el preludio a su paso a depósitos más continentales.

-Al observarse continuidad de estratos hacia el norte, muy posiblemente existe correlación con las formaciones descritas al sur del lago Argentino. Por lo que una precisa identificación del material paleontológico y de facies, posibilitaría la correlación entre la Formación Dorotea, en el valle del río Las Chinas, y sus equivalentes argentinas.

-La presencia de un arco volcánico alzado sería la principal fuente de aporte sedimentario.

Marco geológico regional

Antecedentes generales

A una gran escala, los dominios geomorfológicos principales que se distinguen al sur de la Patagonia son tres: los Andes Patagónicos, la Cuenca de Magallanes y el Macizo del Deseado (Kraemer, 2003).

Los Andes Patagónicos, en su margen occidental, exponen un cinturón arqueado (oroclino) mesozoico-cenozoico de rocas plutónicas que componen el Batolito Patagónico y alcanzan cerca de 1500 km de extensión. A su vez, en el margen oriental, se descubre una faja semicontinua de rocas metamórficas y sedimentarias que componen el basamento (Hervé et al., 2007; Kraemer, 2003).

La Cuenca de Magallanes comprende gran parte del extremo austral de la Patagonia, entre los paralelos 47° y 55°S, cubre casi toda la provincia de Magallanes y una amplia porción de la provincia de Santa Cruz en Argentina (Cortés, 1964a).

El Macizo del Deseado corresponde a un bloque de basamento proterozoico-paleozoico y se encuentra localizado en el margen noreste de la Cuenca de Magallanes (Kraemer, 2003).

La Cuenca de Magallanes

La Cuenca de Magallanes, ubicada en el margen sur de la placa sudamericana refleja un proceso de inversión tectónica, desde una fase inicial extensiva en el Jurásico Tardío, debido al fracturamiento de Gondwana, a una subsecuente fase contráctil, asociada a la orogénesis andina, desde el Cretácico Temprano (Fildani et al., 2008; Pankhrust et al., 2000; Macellari et al., 1989; Figs. 5-6).

Fase Extensional: La Cuenca de Rocas Verdes

Durante el régimen extensivo que imperó en la Cuenca de Magallanes, desde fines del Triásico y hasta el Cretácico Temprano, fue configurada la Cuenca de Rocas Verdes, la cual corresponde a una cuenca marginal, posiblemente contemporánea, ubicada en el margen activo de la Cuenca de Magallanes (Katz, 1963; Macellari et al., 1989; Fildani & Hessler, 2005; Calderón et al., 2007; Cuitiño, 2011).

Durante esta fase, ocurrida entre los 152-142 Ma, en la cual se produjo estructuras de grábenes y hemigrábenes, fue creada una corteza cuasi-oceánica en un ambiente de trasarco, asociada a la apertura del mar de Wedell y evidenciada por los complejos ofiolíticos Sarmiento y Tortuga (Calderón et al., 2007). Posteriormente, existen evidencias de erupción de extensos volúmenes de tobas riolíticas y deposición de sedimentos volcanoclásticos del Jurásico Superior, hechos documentados por las formaciones Tobífera y El Quemado, que conforman gran parte del basamento de la Cuenca de Magallanes (Natland, 1974; Aguirre-Urreta y Ramos, 1981). Las etapas tempranas del desarrollo de la cuenca fueron controladas por subsidencia termal, dando paso a la deposición de una megasecuencia transgresiva (ej. Formación Zapata) en donde los depósitos marinos alcanzaron su máxima extensión al norte y noreste (e.g. Riccardi y Rolleri, 1980; Macellari et al., 1989; Cuitiño, 2011).

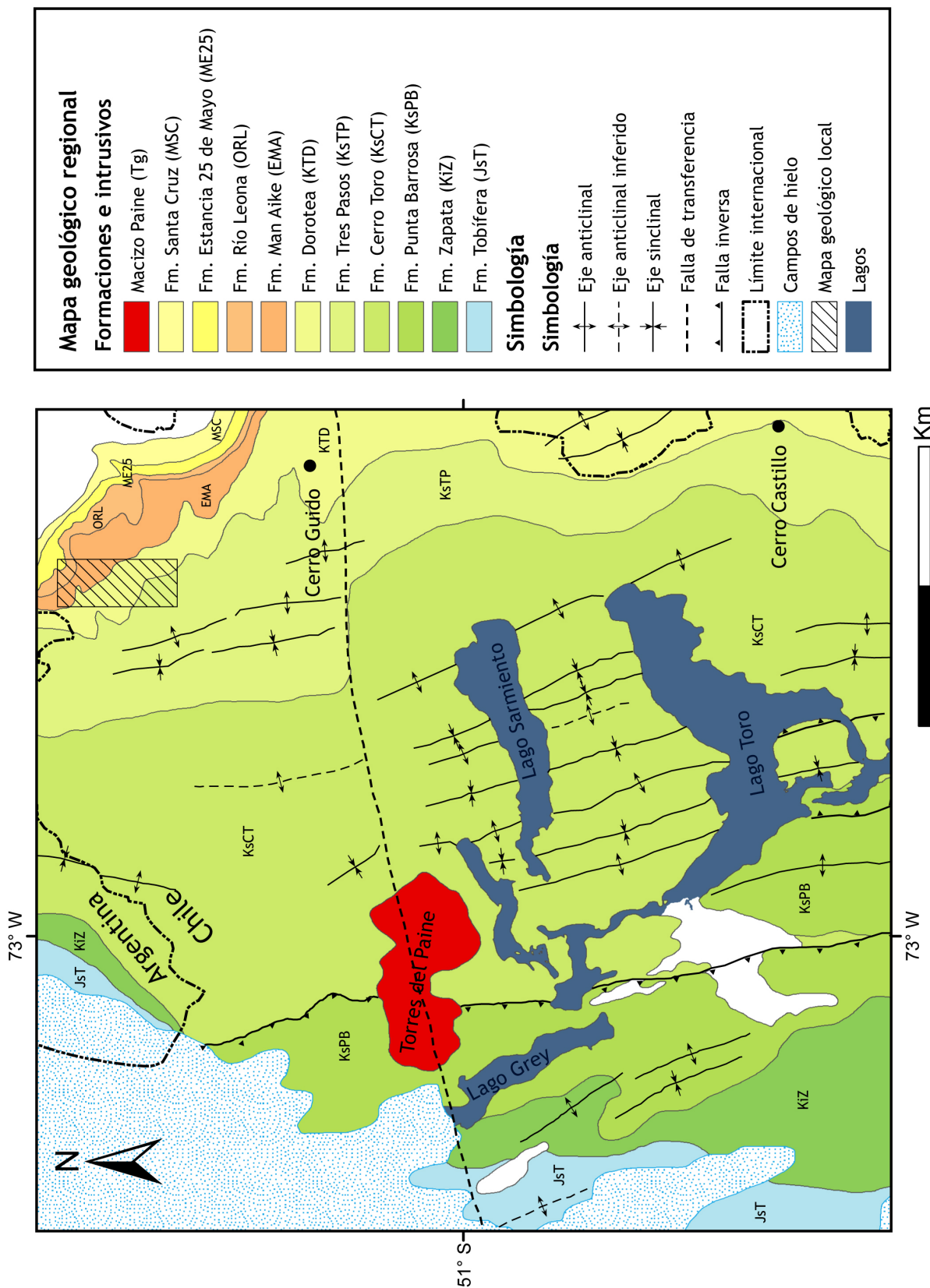


Figura 5: Mapa geológico de la provincia de Última Esperanza, modificado de Fildani et al. (2008), Ghigliione et al. (2009), Gutiérrez et al. (2013) y Schwartz & Graham (2015).

Fase contráctil: La cuenca de antepaís

Hacia finales del Cretácico Temprano, un incremento en las tasas de expansión del océano Atlántico y de subducción en el margen Pacífico, dieron paso a un régimen compresivo que provocó que la Cuenca de Rocas Verdes evolucionara hacia una cuenca de antepaís de retroarco (Fildani y Hessler, 2005). Esta compresión, asociada a la orogénesis andina, resultó en alzamiento a lo largo del margen occidental de la cuenca, ulteriormente en la Faja Plegada y Corrida de Magallanes con una posterior subsidencia del antepaís y migración de los depocentros hacia el sudeste (Macellari et al., 1989; Robbiano et al., 1996; Fildani y Hessler, 2005;).

Una fase deposicional de aguas profundas (a veces llamada Ciclo Lago Viedma), posiblemente acentuada por carga flexural de bloques ofiolíticos obductados sobre la corteza atenuada, es evidenciada por los depósitos turbidíticos de la Formación Punta Barrosa (Fildani et al., 2008). Sobrepuesta, la rica en lutitas Formación Cerro Toro (Cretácico Superior) representa un ‘peak’ de sedimentación de aguas profundas, mientras que las sobreyacentes formaciones Tres Pasos (Campaniano) y Dorotea (Maastrichtiano), representan una posterior somerización de la cuenca. El incremento en líticos volcánicos en la Formación Tres Pasos y la deltaica Formación Dorotea resalta la introducción de un terreno volcánico adicional (Fildani et al., 2008).

Robbiano et al. (1996) agrupa la sedimentación producida a partir del Paleoceno (sobre el Ciclo Lago Viedma) en dos ciclos sedimentarios, el ‘Terciario Inferior’ (65-30 Ma) y “Terciario superior” (30-5 Ma).

El ciclo ‘Terciario Inferior’ (Paleoceno a Eoceno temprano), presenta un hem ciclo transgresivo, que no ha sido identificado en el área de estudio, conformado al sur del lago Argentino, por las formaciones Cerro Dorotea y Calafate; y un hem ciclo regresivo (Eoceno temprano a Oligoceno) compuesto por la Formación Man Aike y base de la Formación Río Leona.

El ciclo del ‘Terciario Superior’ se compone de secuencias principalmente regresivas, lo conforman la sección superior de la Formación Río Leona y la parte inferior de las sedimentitas marinas transgresivas de la Formación Estancia 25 de Mayo (depósitos asociados al mar Patagoniano). Temprano en el Mioceno, ocurre el más importante ciclo regresivo en la Cuenca de Magallanes, representado por la progradación de los depósitos de la Formación Santa Cruz, la cual sobreyace los niveles plataformales de la Formación Estancia 25 de Mayo (Robbiano et al., 1996; Cuitiño, 2011).

Estratigrafía de la Cuenca de Magallanes

Formación Tobífera

La Formación Tobífera, definida por Thomas (1949), corresponde a una sucesión de rocas volcánicas silíceas (riolitas, tobas y depósitos ignimbríticos) con intercalaciones de lutitas, rocas calcáreas, basaltos e intrusiones silíceas contemporáneas (Wilson, 1991; Hervé et al., 2004; Fildani et al., 2008). Sobreyace en discordancia, a complejos metamórficos del basamento cristalino y es sobreyacida concordantemente, en la provincia de Última Esperanza, por la Formación Zapata (Katz, 1963; Fildani et al., 2008). Los afloramientos de la Formación Tobífera, se distribuyen a lo largo del margen oriental de los campos de hielo patagónicos (Wilson 1991). Su potencia exacta se desconoce, debido a repetición estructural y a la cobertura por los campos de hielo hacia el oeste, pero se estima un espesor mínimo de 1.000 m (Katz, 1963).

En la provincia de Última Esperanza, el registro fósil, se caracteriza por registros de ammonites, belemnites, radiolarios e inocerámidos; encontrados en los niveles pelíticos hacia el techo, estimando una edad jurásica tardía, kimmeridgiana-tithoniana (Allen, 1982; Fuenzalida y Covacevich, 1988). Mientras que dataciones radiométricas realizadas en rocas piroclásticas, indican edades de 148 y 142 Ma correspondientes a la transición jurásica-cretácica, específicamente, tithoniana-berriasiana (Calderón et al., 2007).

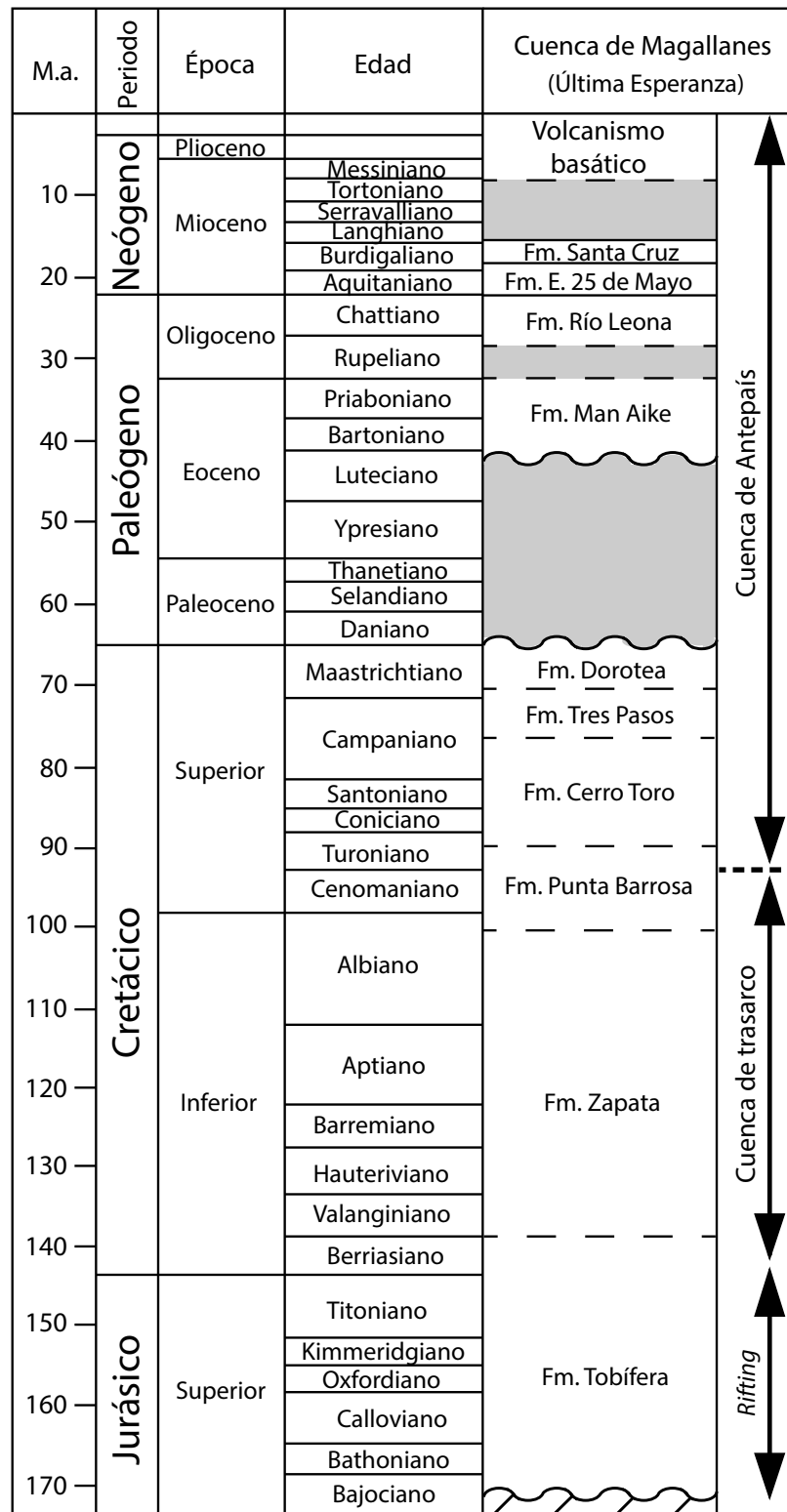


Figura 6: Cuadro cronoestratigráfico de las formaciones de la Cuenca de Magallanes, modificado de Fildani et al. (2008) y Cuitiño (2011).

La presencia de fangolitas carbonáticas oscuras, ricas en pirita y finamente laminadas, además del contenido fosilífero, indican un ambiente marino anaeróbico a disaeróbico, con extensos períodos de sedimentación hemipelágica (Wilson, 1991).

Los niveles ígneos de la Formación Tobífera, interpretados como producto de anatexia cortical, constituyen parte de la provincia magmática de Chon Aike, que caracteriza un período de extensión jurásica en la Patagonia, que ocurrió a lo menos entre los 152 - 142 Ma (Hervé et al., 2004; Calderón et al., 2007; González-Guillot et al., 2010).

Formación Zapata

Katz (1963) define a la Formación Zapata, como una sucesión de fangolitas intercaladas rítmicamente con arcillolitas y areniscas de grano muy fino, su localidad tipo fue definida en el cerro Zapata. Se encuentra sobreyaciendo en concordancia a las brechas de la Formación Tobífera y subyaciendo a la Formación Punta Barrosa (Katz, 1963). Los afloramientos se encuentran en franjas de dirección norte-sur, a lo largo del margen oriental de los Andes Patagónicos, en toda la provincia de Última Esperanza. La Formación Zapata posee un espesor mínimo de 625 metros, en el cerro Zapata, y máximos de 1000-1200 metros, mostrando un considerable angostamiento hacia el este (Katz, 1963; Wilson, 1991; Fildani et al., 2008).

Zoophycos isp. es característica de esta formación, en la que también es común encontrar fósiles como *Belemnopsis patagoniensis*, *Inoceramus* sp., *Favrella* sp., *Berriasella* sp., *Aulacosphinctes* sp. y *Aptychus*, que indican un rango tithoniano tardío a albiano - aptiano (Favre, 1908; Katz, 1963; Cortés, 1964; Wilson, 1991). Recientes investigaciones añaden al registro faunístico un extenso cementerio de ictiosaurios oftalmosáuridos tales como *Platypterygius australis* (Stinnesbeck et al., 2014).

La Formación Zapata representa una potente secuencia de sedimentos submarinos, asociados a un ambiente de talud de profundidad moderada (bajo el nivel de oleaje de tormenta), que fueron depositados luego de terminado el volcanismo silíceo de la Formación Tobífera. Estos sedimentos, son derivados principalmente del basamento alzado, con contribución adicional de un arco volcánico juvenil situado hacia el oeste. El cambio de volcanismo activo, a la depositación de las fangolitas de la Formación Zapata, reflejaría una fase madura de la Cuenca de Rocas Verdes, dominada por subsidencia termal, desarrollada durante el Cretácico Inferior (Wilson, 1991; Fildani y Hessler, 2005).

Formación Punta Barrosa

Cecioni (1957a) define a la Formación Punta Barrosa, como una sucesión compuesta de lutitas y grauvacas marinas, que se divide en una parte basal dominada por lutitas y una superior rica en areniscas gruesas, a veces con gránulos y conglomerados guijarrosos. Su localidad tipo es Punta Barrosa, una península rocosa ubicada en la provincia de Última Esperanza (Wilson, 1991).

Esta formación sobreyace concordantemente a la Formación Zapata, siendo este contacto marcado por una abrupta aparición de areniscas turbidíticas de grano medio. Hacia el techo, la Formación Punta Barrosa grada mediante concordancia a la Formación Cerro Toro, la cual es predominantemente lutítica (Wilson, 1991). La Formación Punta Barrosa posee una potencia máxima de 600 m y aflora en las proximidades del lago Toro, al sur del cerro Zapata y en las cercanías del glacial Grey (Cecioni, 1957a; Katz, 1963).

Los escasos fósiles documentados, *Turrilites gresslyi* y *Puzosia* sp. sugerirían una edad cenomaniana (Katz, 1963). La Formación Punta Barrosa, marca el comienzo de una sedimentación de grano más grueso, asociado a un creciente desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes, hace aproximadamente 92 M. a. (Fildani et al. 2003, Fildani y Hessler, 2005, Fildani et al., 2008).

Las fuentes de sedimentación son diversas, e incluyen al arco volcánico juvenil y a complejos metamórficos de basamento, que fueron expuestos durante el alzamiento temprano del cordón andino (Fildani y Hessler, 2005).

Formación Cerro Toro

La Formación Cerro Toro, definida por Cecioni (1957a), consiste en una alternancia rítmica de lutitas negras y areniscas muy finas de poco espesor (Katz, 1963), su localidad tipo se encuentra aledaña al cerro Toro, entre el lago Toro y el lago Sarmiento. Presenta también miembros conglomerádicos discretos (conglomerados del lago Sofía), que representan un complejo de canales en aguas profundas, dentro de un sistema depositacional dominado por fangos (Cortés, 1964a; Crane y Lowe, 2008).

Esta formación es subyacida, aparentemente en concordancia, por las fangolitas de Punta Barrosa; y en el lado oriental de la Cuenca de Magallanes, grada de manera inversa a las areniscas y depósitos turbidíticos de la Formación Tres Pasos (Shultz y Hubbard, 2005; Crane y Lowe, 2008; Fildani et al., 2008).

El clímax de sedimentación, en ambiente de aguas profundas, es representado por los 1000 a 2500 metros de lutitas y conglomerados de la Formación Cerro Toro (Crane y Lowe, 2008; Fildani et al., 2008), cuyos afloramientos tienen una orientación norte-sur y se extienden desde el norte del Parque Nacional Torres del Paine hasta Puerto Natales en el sur (Katz, 1963; Crane y Lowe, 2008).

Los fósiles de esta formación son principalmente *Inoceramus steinmanni*, *Inoceramus andinus* y *Pachydiscus* sp., también son abundantes *Chondrites* isp. y *Helminthoidea* isp. (Katz, 1963). En el mapa geológico de Cortés (1964a) se asigna a esta formación un rango cenomaniano-campaniano.

Formación Tres Pasos

La Formación Tres Pasos, definida por Katz (1963), está constituida principalmente por areniscas, a menudo arcósicas, con frecuentes niveles intercalados de lutitas y limolitas gris verdosas, que registran parte del relleno progradacional final de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (Katz, 1963; Romans et al., 2009; Hubbard et al.; 2010). Su localidad tipo se encuentra ubicada unos 40 km al norte de Puerto Natales, en las cercanías del río Tres Pasos (Katz, 1963). Se encuentra sobreyaciendo, concordantemente, a las fangolitas, areniscas y conglomerados de las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro (Macauley y Hubbard, 2013). El contacto superior con la Formación Dorotea, es transicional y no se encuentra bien definido (Katz, 1963; Macellari et al., 1989). Esta formación, posee una potencia máxima de 2500 m y se extiende de norte a sur por toda la provincia de Última Esperanza (Katz, 1963).

Los miembros lutíticos son ricos en cefalópodos y bivalvos fósiles, siendo frecuentes *Hoplitoplacenticeras* sp., *Trigonia* cf. *T. pseudocundata*, *Inoceramus* sp., y *Ostrea* sp. El registro de *Hoplitoplacenticeras* sp., asigna una edad campaniana tardía-maastrichtiana temprana a esta sucesión sedimentaria. En el norte de Última Esperanza, donde la formación se vuelve transicional a continental, además han sido documentadas improntas foliares y huesos de dinosaurios (Katz, 1963).

La parte inferior de la Formación Tres Pasos se constituye por unos 1800 m de areniscas con intercalaciones de limolitas, mientras que el miembro superior tiene 700 m de lutitas intercaladas con capas de areniscas de 0,3-0,6 m. La estratificación es bastante clara, aunque se reconoce mucha variación lateral (Katz, 1963). Los depósitos de esta formación, han sido correlacionados hacia el lado argentino con la Formación Cerro Cazador (Riccardi y Roller, 1980; Malumián y Caramés, 1997).

La Formación Tres Pasos, incluye potentes secuencias psamíticas acumuladas por flujos turbidíticos densos, de gran extensión; lutitas, depósitos de 'slump' y conglomerados con clastos imbricados. Se interpreta a la Formación Tres Pasos, como un complejo de clinofor-
mas de talud de alto relieve (Hubbard et al., 2010) con una progradación hacia el sur, indi-
cada por medidas de paleocorrientes (Mpodozis, 2007).

Formación Dorotea

La Formación Dorotea, definida por Cecioni (1957a), se caracteriza por potentes niveles de areniscas, marinas y continentales, de color verde a gris, comúnmente con conglomerados lenticulares e intercalaciones de limolitas, arcillolitas y niveles calcáreos altamente fosilíferos (Katz, 1963). Su localidad tipo se encuentra en la terminación septentrional de la sierra Dorotea, aproximadamente 72°22'W, lat. 51°36'S (Hoffstetter et al., 1957). El contacto inferior con la Formación Tres Pasos, es de tipo transicional (Katz, 1963; Macellari et al., 1989), mientras que hacia el techo, se encuentra sobreyacida, en discordancia erosiva por la Formación Man Aike (Marensi et al., 2002).

Esta unidad estratigráfica comprende una sucesión de estratos, que forman un pliegue monoclinal, con manteo hacia el este. Los afloramientos tienen una orientación norte-sur y se extienden al norte hasta el límite internacional (Katz, 1963). Tiene una sección típica de 900 m aunque en algunos sectores puede llegar a una potencia de 1250 m (Cecioni, 1957a).

La parte inferior de la Formación Dorotea se caracteriza por la presencia de *Lahillia luisa*, *Hoplitoplacenticeras plasticum*, *Holcodiscus (Pseudo-kossmaticeras) hauthali*, *Maorites seymourianus* y *M. densicostatus*, mientras que en la parte superior se distingue por los registros de *Ostrea rionegrensis* y *Lahillia gigantea* (Katz, 1963). En la localidad tipo de sierra Dorotea han sido documentados fragmentos de plesiosaurios elasmosáuridos asociados a moluscos fósiles como *Gunnarites* sp., *Pterotrigonia cazadoriana* y fósiles ex situ como monocotiledóneas (Otero et al., 2009).

Los registros de *Gunnarites* sp. y *Pachydiscus* aff. *gollevilensis* corresponden al Maastrichtiano (Martínez-Pardo, 1965); mientras que *P. cazadoriana* es asignada al Campaniano tardío-Maastrichtiano (Otero et al., 2009). En el sector de Cerro Castillo, según el ensamble de foraminíferos, podría asignarse el techo de esta formación al Daniano (Malumián y Caramés, 1997). De acuerdo a dataciones de circones detríticos (U-Pb), en areniscas de la cordillera Chica y sierra Dorotea, se establece una máxima edad deposicional en el Maastrichtiano (72-67.4 Ma) (Hervé et al., 2004; Fosdick et al., 2014).

Formación Man Aike

La Formación Man Aike, reseñada por Feruglio (en Fossa Mancini et al., 1938), está compuesta de conglomerados y areniscas de color verde que hacia el techo intercalan con delgados niveles carbonáticos fuertemente bioturbados (Marenssi et al., 2002). Fue definida en la localidad homónima, estancia Man Aike, ubicada al norte del lago Argentino, 35 km al noreste de Mata Amarilla (Riccardi y Rolleri, 1980). En la provincia de Última Esperanza, la Formación Man Aike, sobreyace en inconformidad a la Formación Dorotea y subyace paraconcordantemente a la Formación Río Leona (Gutiérrez et al., 2013). Previamente fue conocida, en Chile, como parte de la Formación Río Baguales (Cecioni, 1957; Le Roux et al., 2010).

En las localidades ubicadas al sur del lago Argentino y próximas al río Leona, la Formación Man Aike, posee espesores de entre 100 y 115 metros (Marenssi et al., 2002; Feruglio, 1944; Kraemer y Riccardi, 1997), mientras que en el sector de sierra Baguales tiene una potencia de 300 metros (Le Roux et al., 2010; Gutiérrez et al., 2013). Al norte del lago Argentino los afloramientos de esta unidad pueden seguirse de manera casi continua en ambos márgenes del río Leona (Kraemer y Riccardi, 1997) y en la provincia de Última Esperanza, aflora en las cimas entre los ríos Las Chinas y Baguales como una franja de dirección noroeste-sureste, que disminuye en espesor hacia sus extremos.

Los niveles psamíticos poseen abundantes restos de vertebrados e invertebrados, entre los que se reconocen dientes de tiburón del Eoceno tardío, mantarrayas, fragmentos de dentadura de peces, ostreidos; *Lopha herminii* y *Ostrea groeberi*, *Venericardia* sp., el braquiópodo *Bouchardia conspicua*, corales y briozoarios (Marensi et al., 2002; Kraemer y Riccardi, 1997; Otero et al., 2013). A partir de dataciones U-Pb en circones detríticos se acotó la edad de la unidad en 40-36 Ma, en el sector de sierra Baguales (Gutiérrez et al., 2013). Sería equivalente al miembro inferior de la Formación Río Turbio en el sector de sierra Dorotea (Ugalde, 2014).

Se interpreta como depositada inicialmente en un ambiente de canales submareales seguidos por una planicie submareal, formando parte del relleno de un valle inciso (Marensi et al., 2002). Casadío et al. (2009) interpreta un ambiente fluvial en su sección inferior que pasa a ambientes estuarinos hacia arriba, culminando con sedimentos de mar abierto, en un típico arreglo transgresivo. La discordancia de la base de la Formación Man Aike correspondería a la fase eocena media del levantamiento de la cordillera patagónica (Ramos y Kay, 2002; Kraemer, 2003), mientras que la sedimentación en ambientes submareales, se habría iniciado durante un período transgresivo (Malumián, 2002) en el Eoceno medio alto (Marensi et al., 2002).

Formación Río Leona

Formalizada por Furque y Camacho (1972), la Formación Río Leona corresponde a una unidad sedimentaria de origen no marino, compuesta de conglomerados, areniscas y fangolitas, con delgados pero conspicuos niveles carbonosos y volcanoclásticos. Su localidad tipo aflora en Argentina, al sur de la ciudad de El Calafate en el valle del río Leona (Marensi et al., 2005).

En la provincia de Última Esperanza, la Formación Río Leona sobreyace en paraconcordancia a la Formación Man Aike y es sobreyacida por la Formación Estancia 25 de Mayo

(Gutiérrez et al., 2013). La Formación Río Leona, en la provincia de Última Esperanza, aflora en las laderas de los valles de los ríos Bandurrias y Baguales, posee una potencia de 200 metros y está compuesta de fangolitas y areniscas de grano fino, con niveles de lignito en la base (Gutiérrez et al., 2013).

Se interpreta un paleoambiente de ríos meándricos y anastomosados, que evolucionan a facies continentales de baja energía como ambientes pantanosos y luego son cubiertos por areniscas muy finas masivas con fósiles marinos que gradan a pelitas (Marensi et al., 2005; Gutiérrez et al., 2013; Cuitiño y Scasso, 2010). Fósiles de troncos e improntas foliares son típicos de esta formación (Barreda et al., 200; Gutiérrez et al., 2013).

Análisis isotópico de conchillas de *Crassostrea hatcheri*, colectadas en la base de la Formación Estancia 25 de Mayo (antigua Formación Centinela), la cual sobreyace a la Formación Río Leona en el sector del lago Argentino, entregan edades absolutas de entre 21.5 y 22.5 Ma (Casadío et al., 2001). Invertebrados marinos colectados de la Formación Man Aike ubican a esta unidad en el Eoceno medio-tardío (Camacho et al., 2000; Marensi et al., 2002), por ende se restringe la edad de la Formación Río Leona al Oligoceno (Marensi et al., 2005).

Formación Estancia 25 de Mayo

La Formación Estancia 25 de Mayo fue definida por Cuitiño y Scasso (2010) y reemplaza al anterior nombre de Formación Centinela. En el sector del lago Argentino consiste en areniscas finas y gruesas, intercaladas por niveles tobáceos y fosilíferos, que representan el período transgresivo del mar Patagoniano durante el Mioceno temprano (Manassero et al., 1990; Cuitiño y Scasso, 2010; Gutiérrez et al., 2013). Su localidad tipo se encuentra al sur del lago Argentino, dentro de la estancia homónima, unos 5 km al suroeste del cerro Campo 25 de Mayo en el arroyo Bandurrias (Cuitiño y Scasso, 2010).

Respecto a sus relaciones estratigráficas, la Formación Estancia 25 de Mayo posee una base transicional con respecto a la subyacente Formación Río Leona y el contacto superior con la Formación Santa Cruz es en discordancia erosiva al sur del lago Argentino (Marensi et al., 200; Guerstein et al., 2004), pero en el sector chileno de sierra Baguales, Bostelmann et al. (2013) propone que la Formación Santa Cruz sobreyace en concordancia.

Su miembro basal, representa la evolución de un ambiente marino somero que pasa gradualmente a un sistema de planicie costera. Mientras que el miembro superior, apoyado sobre una discontinuidad, instauro una nueva transgresión marina y luego de ella comienza un cortejo sedimentario de mar alto, marcado por la progradación de un sistema estuarino que culmina con los depósitos fluviales meandriformes pertenecientes a la Formación Santa Cruz (Cuitiño y Scasso, 2010).

El ensamble de fósiles típico de esta formación incluye niveles arrecifales de *Crassostrea hatcheri*, bivalvos de sustrato blando, gastrópodos como *Perissodonta ameghinoi* y cangrejos fósiles como *Chaceon peruvianum* (Gutiérrez et al., 2013). Esta formación presenta un horizonte piroclástico riolítico próximo a su base, en su localidad tipo se reconoce como Nivel Piroclástico Inferior e indica edades U-PB de 19.14+-0.5 Ma (Cuitiño y Scasso, 2010).

Formación Santa Cruz

Bajo esta denominación, se reúne a un conjunto de rocas sedimentarias y piroclásticas originalmente conocidas como Santacrucesense o Santacruceano (Ameghino, 1889), que posteriormente fueron formalizadas por Zambrano y Urien (1970) y Furque y Camacho (1972) (Nullo et al., 2006; Ugalde, 2014).

La Formación Santa Cruz se caracteriza por una alternancia de pelitas, areniscas, tobas y conglomerados lenticulares finos en menor proporción, depositados en un ambiente continental fluvial con ríos meándricos o empantanados (Cuitiño, 2011; Ugalde, 2014). Esta

formación, en Argentina, aflora en casi todo el sector occidental de la provincia de Santa Cruz, mientras que en la provincia de Última Esperanza se expone a lo largo del flanco sur del cerro Cono, donde sobreyace de manera concordante a la Formación Estancia 25 de Mayo, alcanzando un espesor de aprox. 100 m (Nullo et al., 2006; Bostelmann et al., 2013; Ugalde, 2014).

La deposición de la Formación Santa Cruz estuvo sometida a factores alocíclicos (fenómenos piroclástico y climáticos) y autocíclicos (paleotopografía y procesos geotectónicos). La sedimentación de la unidad se produjo como respuesta a la regresión del mar Patagónico por efectos de la orogenia andina (Nullo et al., 2006).

Un ensamble de mamíferos terrestres fósiles, indicaría una edad mamífera post-Colhuehuapense, pre-Santacruzense (19 a 17.8 Ma), edad respaldada por dataciones U-Pb en circones detríticos de 18.23 ± 0.26 Ma (Bostelmann et al., 2013). Estudios radiométricos, asignan la Formación Santa Cruz al Burdigaliano (Cuitiño, 2011). El extenso registro fosilífero de la Formación Santa Cruz, incluye mamíferos como *Adinotherium ovinum*, *Toatherium minusculus*, *Diadiaphorus majusculus* y *Proetatus cf. robustus*, anuros, aves, roedores, primates y gran cantidad de especies de Magatheriidae y Megalonychidae (Feruglio, 1949-50 en Nullo et al., 2006).

Secciones estratigráficas

Para la presente memoria de título, se realizaron 5 secciones estratigráficas en la Formación Dorotea, en transectas de orientación NNE/SSW a EW al interior del valle del río Las Chinas (Fig. 7). La ubicación de las distintas columnas fue elegida por proximidad a los estratos ricos en fósiles, continuidad y buena exposición de los afloramientos (Fig. 8).

La Formación Dorotea, en el valle de Las Chinas, corresponde a una sucesión de estratos principalmente psamíticos, de una potencia cercana a los 1000 m, con intercalaciones de

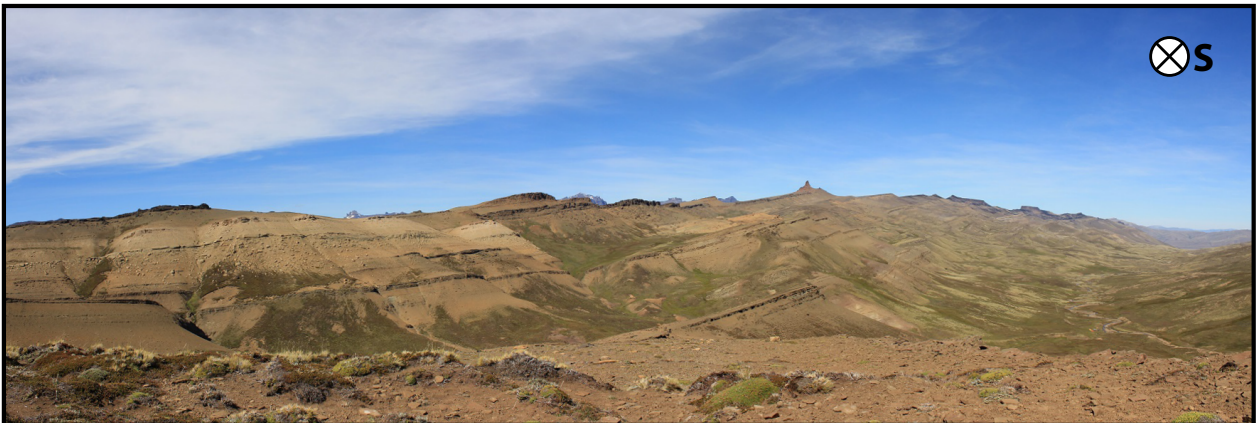


Figura 7: Vista general de los afloramientos de la Formación Dorotea en el valle Las Chinas.

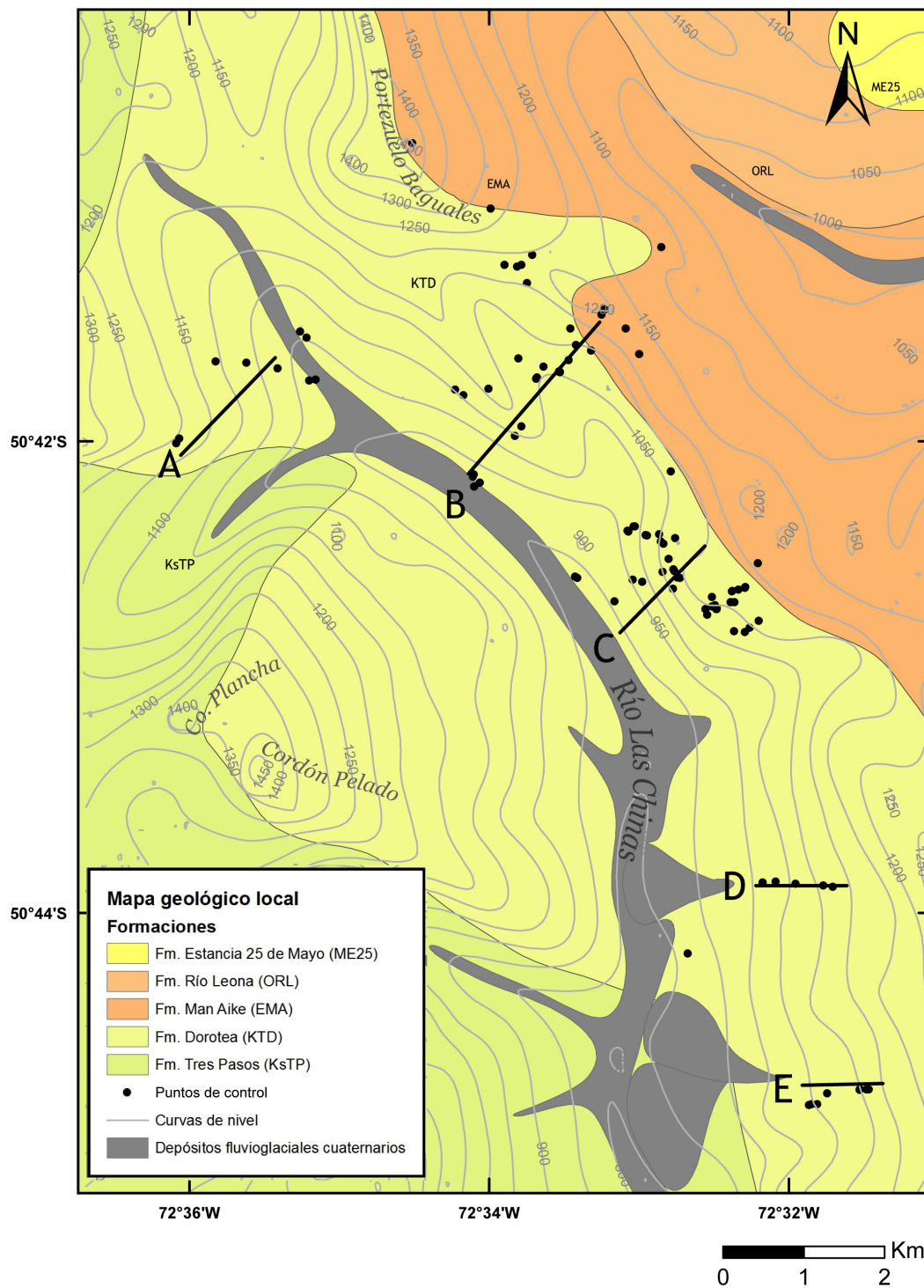


Figura 8: Transectas de las secciones estratigráficas realizadas en el valle Las Chinas. A= Sección Riachuelo del Bitumen, B= Sección Valle de Gwangi, C= Sección Colina Hadrosaurio, D= Sección Quebrada de las Trazas y E= Sección Lomas del Titán.

fangolitas y conglomerados en menor proporción. Los fósiles son abundantes y variados, registrándose invertebrados, vertebrados y plantas. Según su distribución de norte a sur, las secciones se describen a continuación.

Sección Riachuelo del Bitumen

En el sector noreste del valle, en las proximidades del cerro Plancha, se expone la base de la Formación Dorotea en contacto con la Formación Tres Pasos (Fig. 9), aproximadamente a 3 km de la frontera con Argentina. En este sector fue realizada la sección Riachuelo del Bitumen, que posee una potencia de 181 m (Fig. 8, transecta A y Fig. 10).

Sobre una base cubierta, se reconocen 4,3 m de intercalaciones de areniscas medias y gruesas con geometría tabular, estratificación cruzada similar a 'hummocky' (Fig. 11-A) contactos erosivos sinuosos (Fig 11-B) y estratificación cruzada de bajo ángulo. El registro faunístico comprende niveles de ostreideos y otros bivalvos retrabajados, también hay presencia de detrito orgánico y fragmentos de madera (<3 cm). Los fragmentos de madera poseen trazas de teredos (Fig. 12-G) y en las areniscas son habituales (IB=2-3) *Skolithos* isp. (Fig.12-A) y *Rosellia* isp. (Fig. 12-B).



Figura 9: Contacto entre la Formación Dorotea y la subyacente Formación Tres Pasos, cerro Plancha.

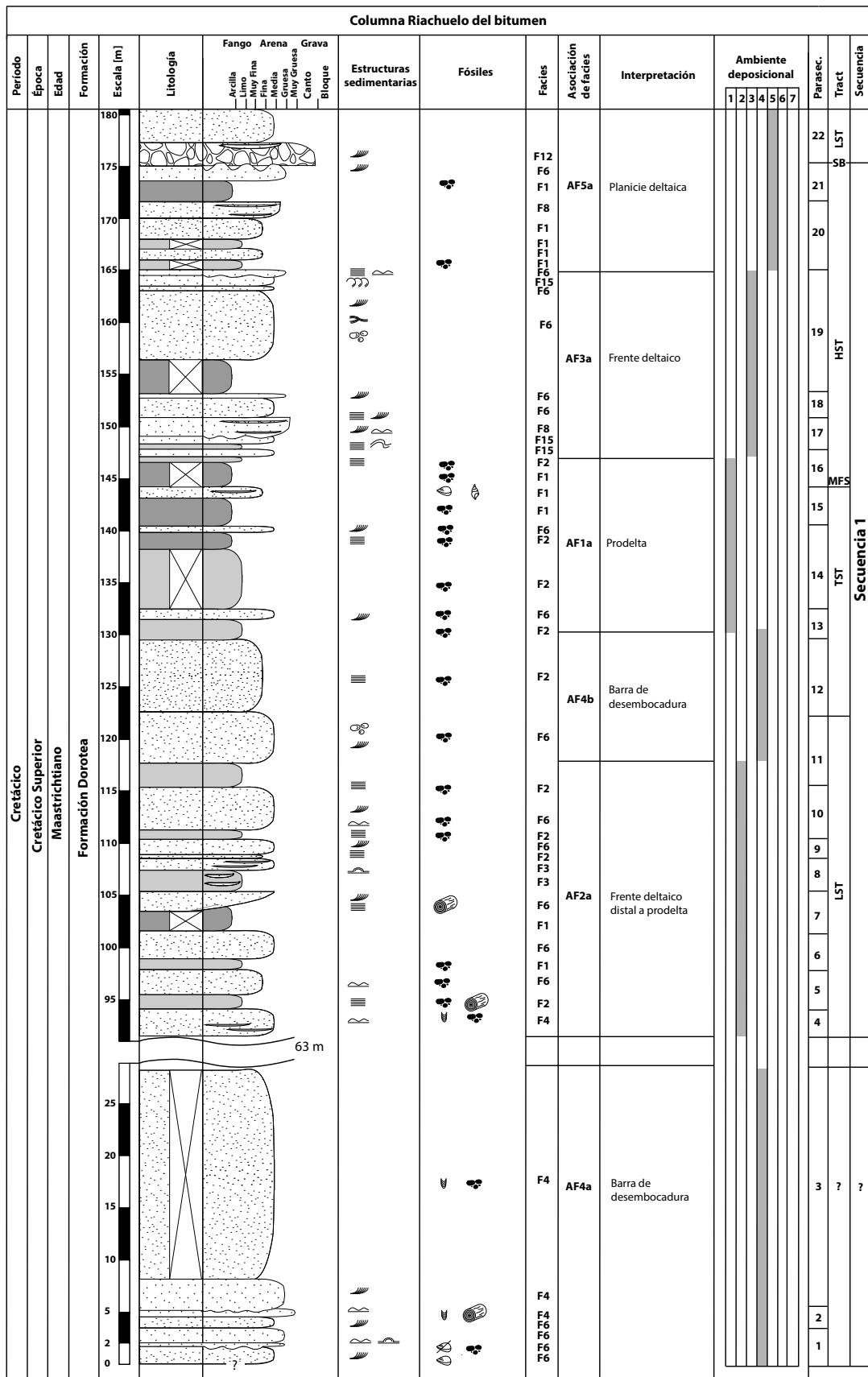


Figura 10: Sección estratigráfica Riachuelo del Bitumen.

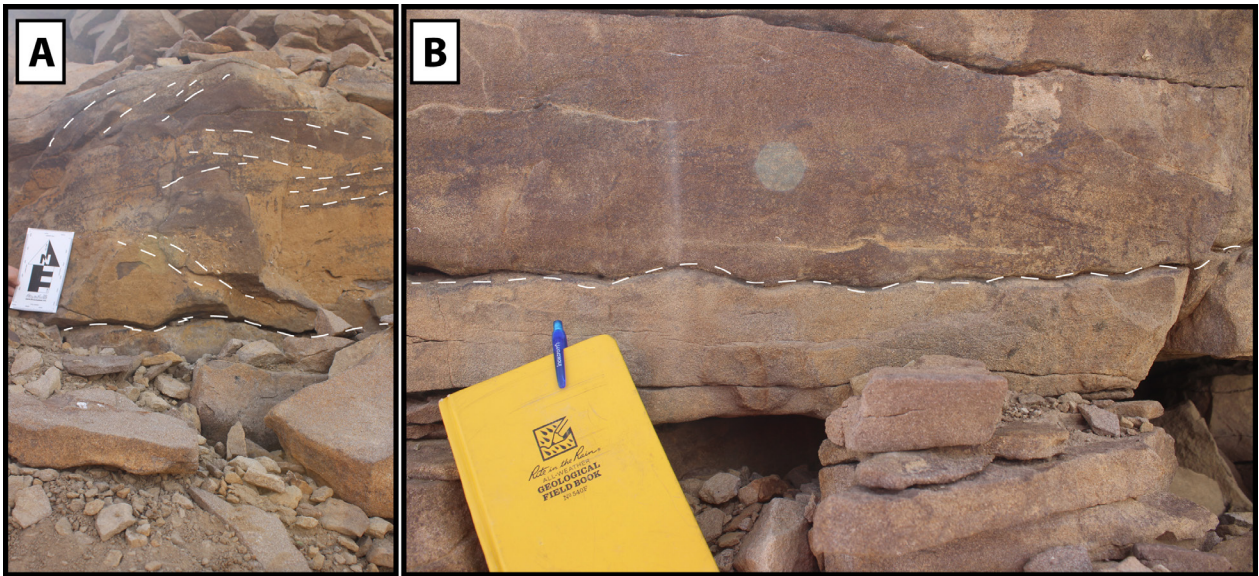


Figura 11: A) Incipiente estratificación cruzada similar a ‘hummocky’ B) Contacto nítido sinuoso

Entre los 5 m y los 28 m, hay areniscas muy gruesas, con estratificación cruzada de bajo ángulo, que gradan a 20 m de areniscas medias parcialmente cubiertas. En la porción basal y en el techo de este nivel se encuentra laminación heterolítica, lentes de fangolita, calcos de surcos, marcas de base (Fig. 12-F), fragmentos de madera y detrito orgánico con mayor abundancia que los niveles subyacentes. El índice de bioturbación oscila entre los rangos 2-3 y poseen bioturbaciones asociadas a domichnia (Figs.12-C y 12-D) e icnofósiles como *Teredolites* isp. (Fig. 12-G), *Skolithos* isp. (Fig.12-E) y *Rosellia* isp. (Fig 12-H).

Sobreyacen 63 m de tramo cubierto, en donde es usual encontrar lajas de roca con una litología similar a la de los estratos subyacentes.

Los suprayacentes 27 m (91 m a 118 m), corresponden a intercalaciones métricas de lutitas con areniscas de grano medio. La geometría de los estratos es principalmente tabular y lenticular en menor proporción (Fig.13-A), los contactos varían entre planares y erosivos sinuosos. Las fangolitas presentan laminación plana y tienen un gran contenido de detrito orgánico, alcanzando incluso niveles bituminosos. Las areniscas presentan estratificación plana, estratificación cruzada planar de bajo ángulo, estratificación cruzada similar a ‘hummocky’, laminación heterolítica, fragmentos de madera y detrito orgánico.

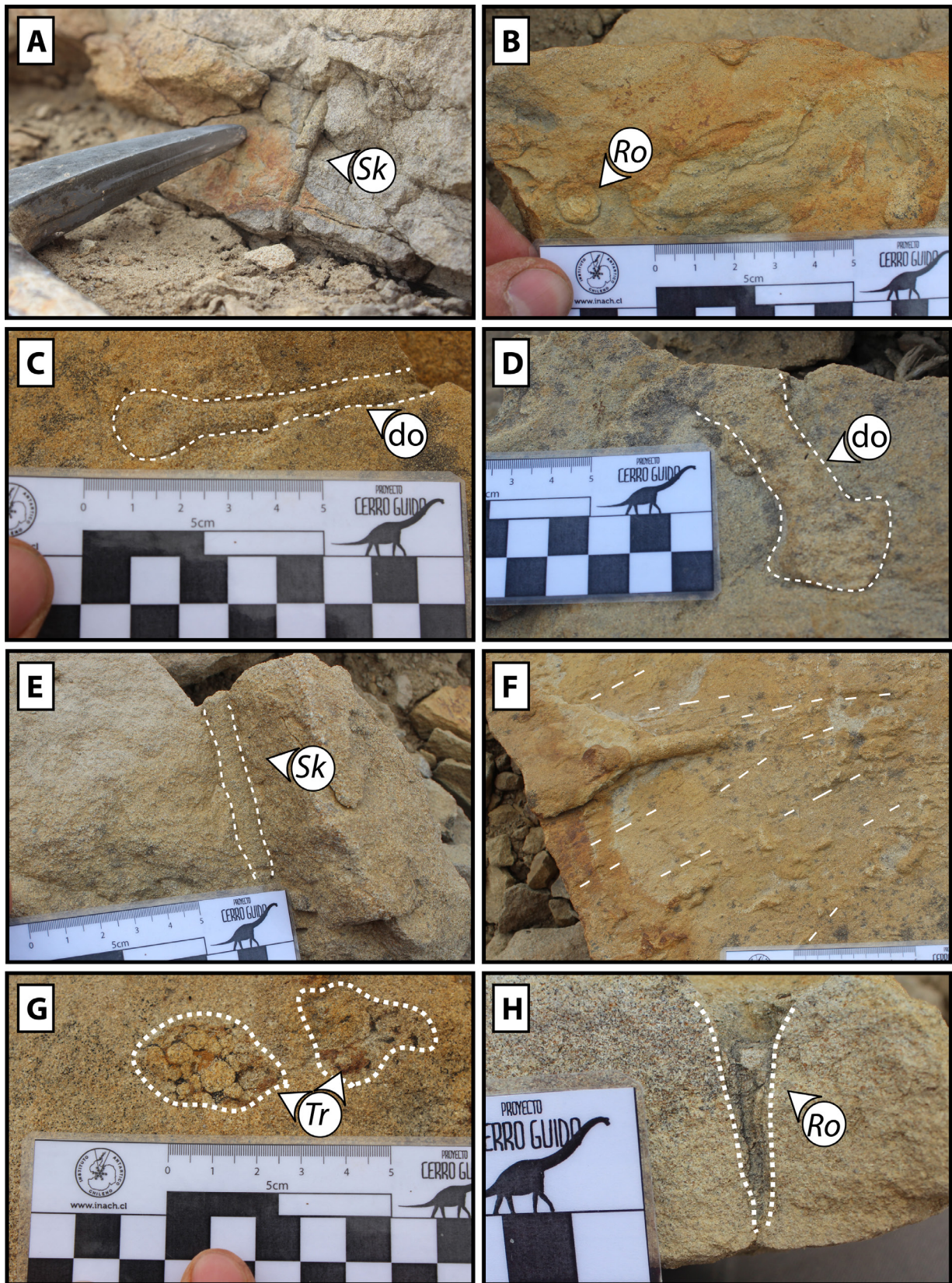


Figura 12: A) *Skolithos* isp. B) *Rosellia* isp. C-D) *domichnia* E) *Skolithos* isp. F) Marcas de base G) *Teredolites* isp. H) *Rosellia* isp.

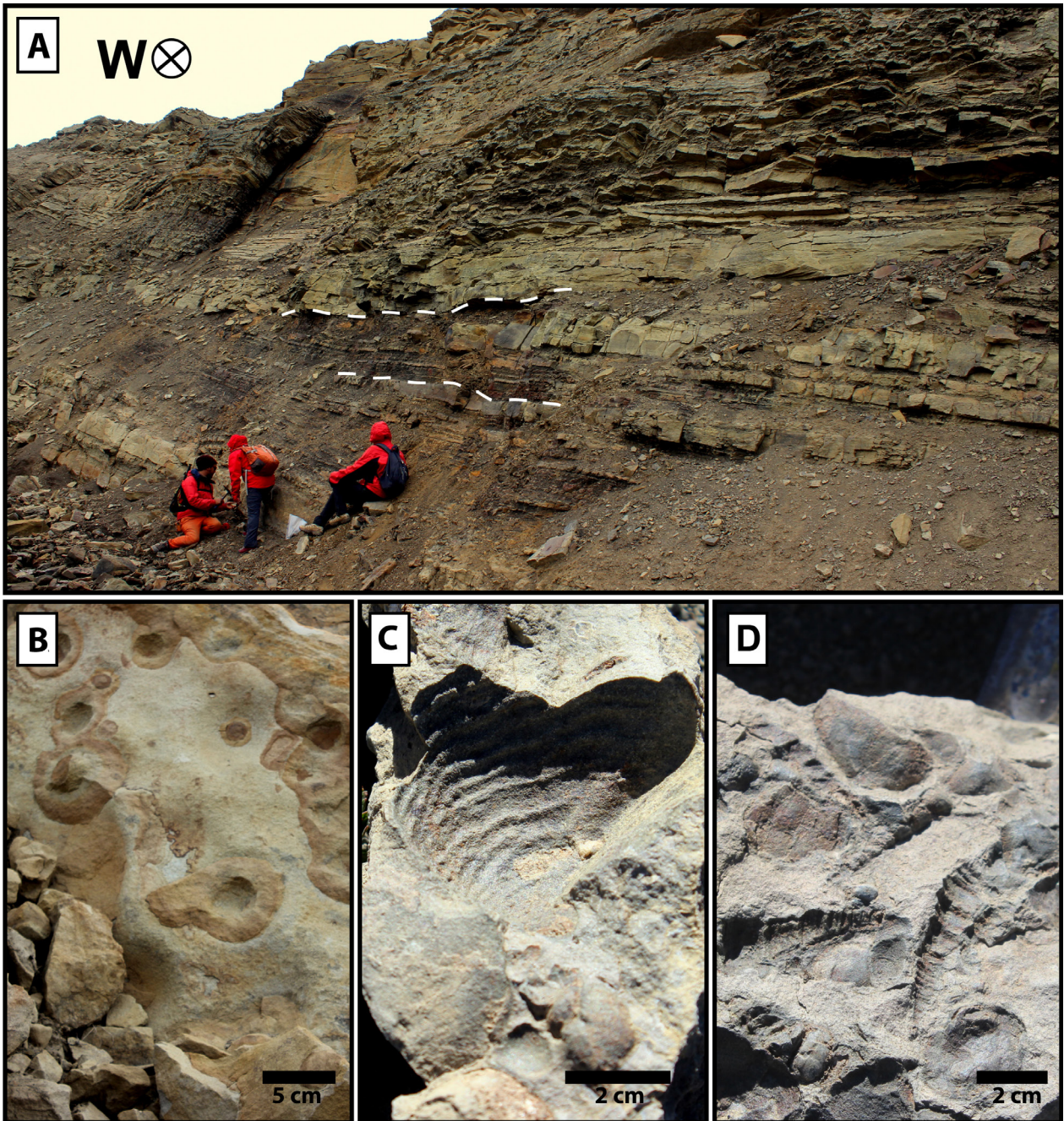


Figura 13: A) Areniscas y lutitas bituminosas con acuñamiento lateral de estratos B) Nódulos silíceos en arenisca C) Molde externo de *Trigonia* indet. D) Moldes externos de gastrópodos turriteliformes.

Entre los 118 m y los 130 m, se encuentra un potente nivel de areniscas levemente calcáreas con detrito orgánico y nódulos síliceos (Fig.13-B). El tamaño del grano es medio en los primeros 5 m, con estratificación cruzada de bajo ángulo, y fino a muy fino en los posteriores 7 m, con laminación plana.

Sobreyacen 19 metros (130 m-149 m) de lutitas con abundante materia orgánica, masivas o con laminación plana, e intercalaciones, inferiores a un metro, de areniscas calcáreas de grano medio con estratificación cruzada de bajo ángulo, contactos planos o cubiertos y geometría tabular. Los estratos psamíticos contienen impresiones de bivalvos, trigonias (Fig. 13-C) y gastrópodos turriteliformes (Fig.13-D).

Entre los 148 m y los 165 m, de base a techo, se observan 3 m de una sucesión granocreciente de fangolitas y areniscas medias deformadas (Fig.14-A), a areniscas gruesas levemente calcáreas con lentes conglomerádicos y un contacto erosivo sinuoso. Sobreyacen 2 metros de areniscas medias a gruesas con estratificación plana y estratificación cruzada de bajo ángulo, suceden 3 m de fangolitas parcialmente cubiertas y 9 metros de areniscas medias con estratificación cruzada, estratificación cruzada tipo 'hummocky' (Fig. 14-B), estructuras de 'balls & pillows' (Fig 14-C) y estratificación planar. Los contactos entre estratos varían entre planares y erosivos sinuosos.

Entre los 165 m – 175 m, sobreyacen 10 metros de intercalaciones de areniscas finas a gruesas (gradación inversa incipiente) con fangolitas, hacia el techo las areniscas de este nivel comienzan a presentar lentes decimétricos de conglomerado con clastos superiores a los 2 cm.

En el techo de la sección, entre los 175-181 m, sobreyace erosivamente una sucesión granodecreciente de conglomerado polimíctico con clastos de hasta 6 cm, de 2 metros de potencia, clastosoportado, con gradación normal, geometría tabular y lentes de arenisca con estratificación cruzada que se hacen más frecuentes hacia el techo, gradan a areniscas de grano medio.

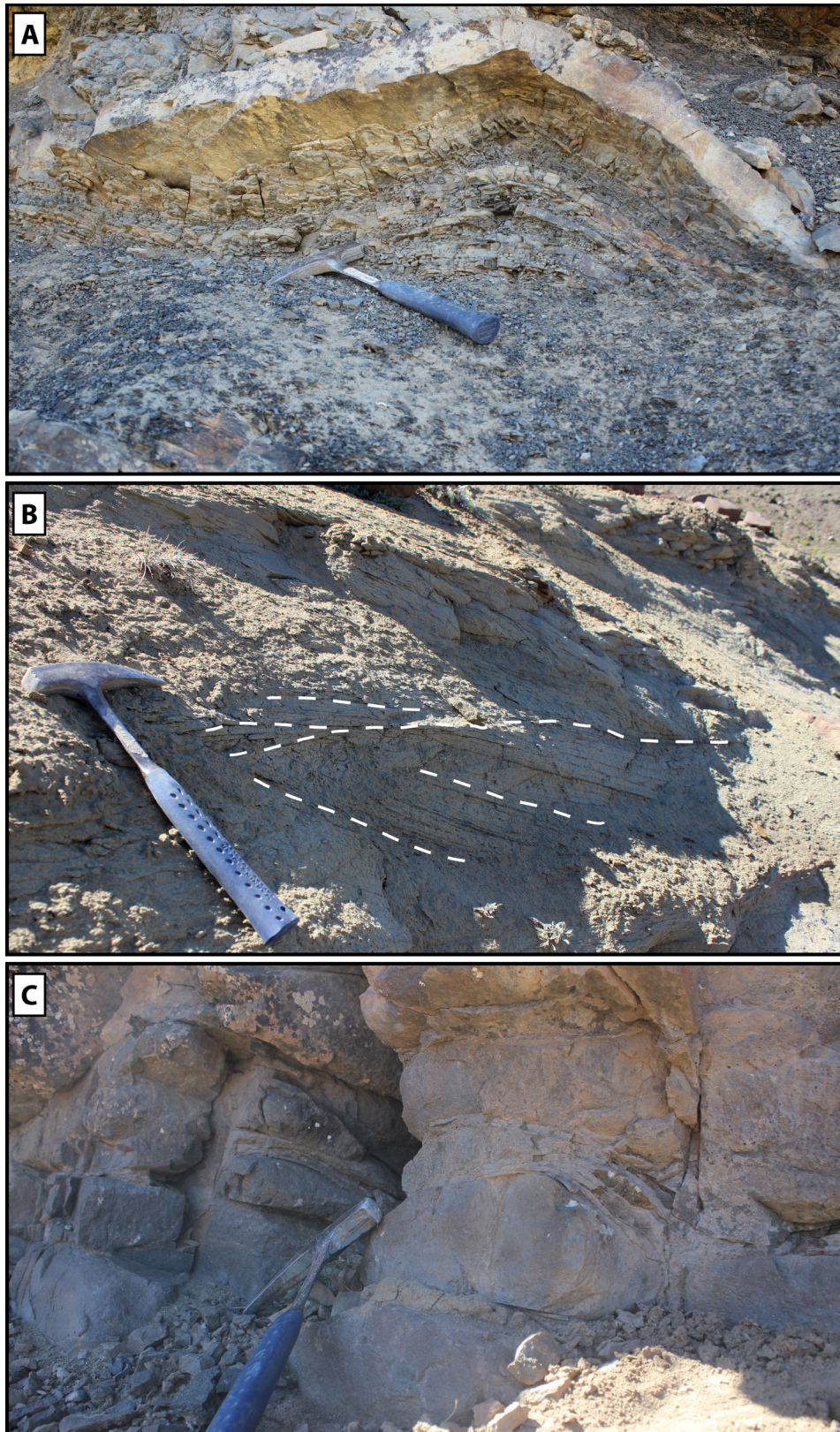


Figura 14: A) Deformación sinsedimentaria en areniscas y lutitas calcáreas B) Estratificación cruzada tipo 'hummocky' C) Estructuras de 'balls & pillows'.

Sección Valle de Gwangi

La sección Valle de Gwangi (Fig. 8, trazo B), expuesta en la ladera oriental del valle del río Las Chinas, unos 2 km al sureste de la columna Riachuelo del Bitumen, corresponde a la sección de mayor potencia, representa la mayor parte de la Formación Dorotea en la zona de estudio y los estratos más basales de la Formación Man Aike. Tiene una potencia de 785 m y una orientación N65°E, está compuesta de areniscas gris verdosas y fangolitas, con alternancias de conglomerado.

En la base, 2,75 m (Figs. 15-A y 16), se encuentran expuestos 0,25 m de areniscas grisáceas gruesas a finas, angulosas de gradación normal, con estratificación plana, más láminas milimétricas de carbón y madera carbonizada (Fig. 15-B y Fig. 15-C). Sobrepuestos, 2,5 m de areniscas pardas medias a gruesas de gradación inversa, con estratificación plana en la base, estratificación cruzada en artesa en el techo y concreciones decimétricas de arenisca.

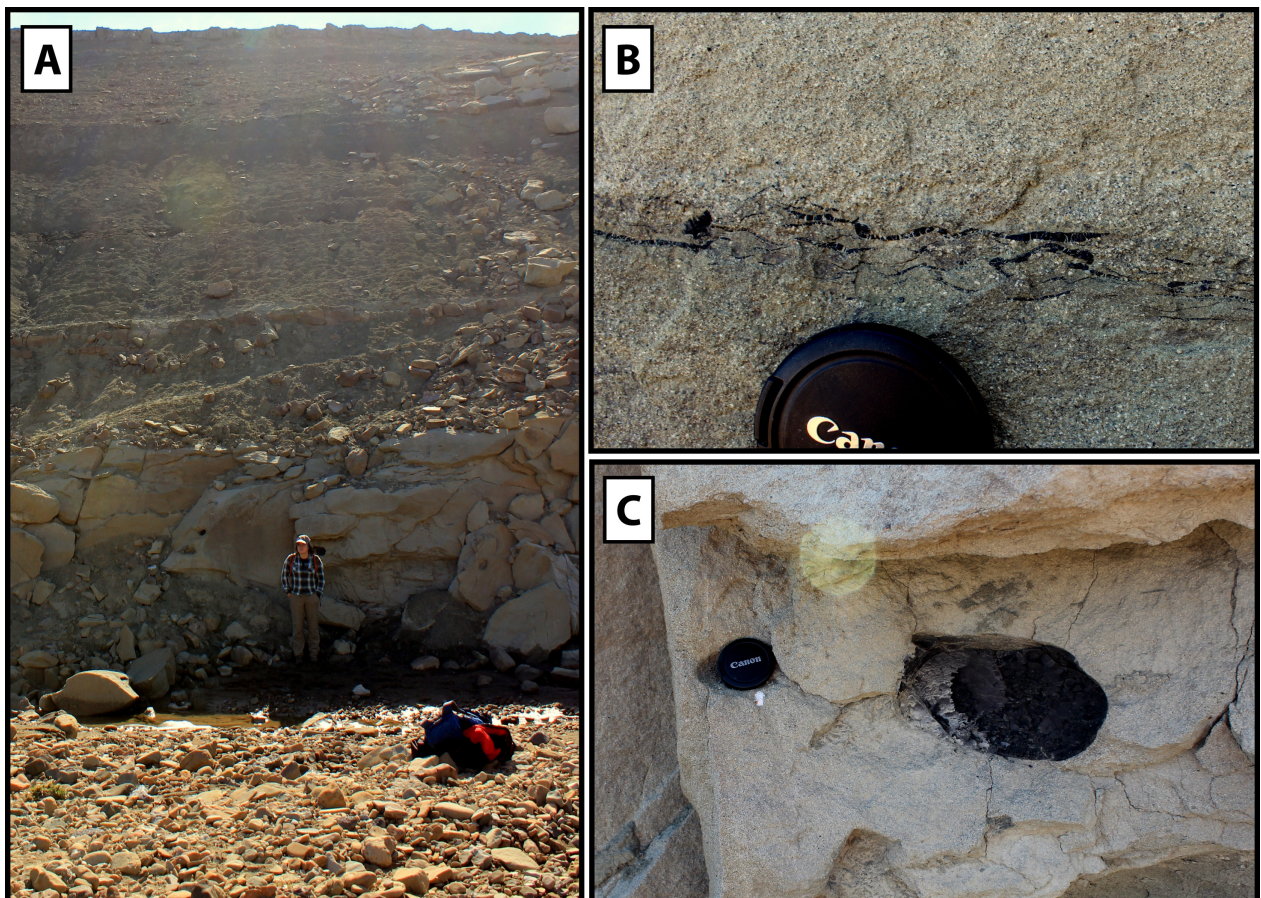


Figura 15: A) Base de la sección Valle de Gwangi B) Láminas carbonosas C) Fragmentos decimétricos de madera carbonizada.

Desde los 2,75 a 19 m, fangolitas másivas grisáceas parcialmente cubiertas y muy meteorizadas, con un nivel de 2 metros de areniscas verdosas glauconíticas de grano grueso, con estratificación plana, lentes de lutita milimétricos a centimétricos de imbricación NNW-SSE y concreciones silíceas arenosas decimétricas de color rojizo (Fig. 17-A).

Entre los 19 m – 22,6 m, un estrato de 0,2 m de arenisca media con estratificación cruzada en artesa, es sobreyacido gradualmente por 0,4 metros de fangolitas masivas y posteriormente, con un contacto erosivo (Fig.17-B), una sucesión granocreciente de 3 m de potencia, compuesta por areniscas finas a conglomerádicas (gravilla), con estratificación cruzada en artesa, lentes de fangolita, estratificación cruzada planar (Fig. 17-B), concreciones decimétricas y fracturas posteriores(Fig. 17-C).

Entre los 22,6 m - 48,7 m, se reconocen sucesiones de fangolitas masivas de potencias métricas, con presencia de detrito orgánico e improntas de madera, parcialmente cubiertas y con laminación plana incipiente. Son intercaladas con areniscas masivas, de grano medio a grueso de potencia decimétrica.

Entre los 48,7 m - 283 m, no se logró hallar afloramientos debido al alto grado de meteorización.

Entre los 283 m - 291,5 m, hay 2 metros de fangolitas grises masivas, sobreyacidas de manera erosiva, por un conglomerado grueso lenticular de 4,5 metros de potencia, polimítico, clasto soportado, con estructura masiva y lentes de gravilla (Fig. 18-A). Sobreyacen 2 metros de areniscas gruesas a medias, con geometría lenticular, estructura masiva y lentes de grava en la base.

Entre los 291,5 m -301,5 m, hay una sucesión granocreciente que se inicia con 3,5 metros fangolitas grisáceas, masivas con detrito orgánico. Le sobreyacen intercalaciones lenticulares decimétricas de areniscas finas a medias, areniscas conglomerádicas, fangolitas y conglomerados finos a medios con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Sobre estas sucesiones, con un contacto erosivo, yace un nivel de conglomerado grueso, de 3 m de po-

tencia, polimíctico, clasto-soportado y masivo (Fig.18-B).

A los 301,5 m, afloran 2,4 m de intercalaciones lenticulares decimétricas de conglomerados medios y areniscas medias a gruesas (Fig.18-C), de estructura principalmente masiva, con estratificación cruzada de bajo ángulo incipiente e improntas centimétricas de troncos (Fig. 18-D).

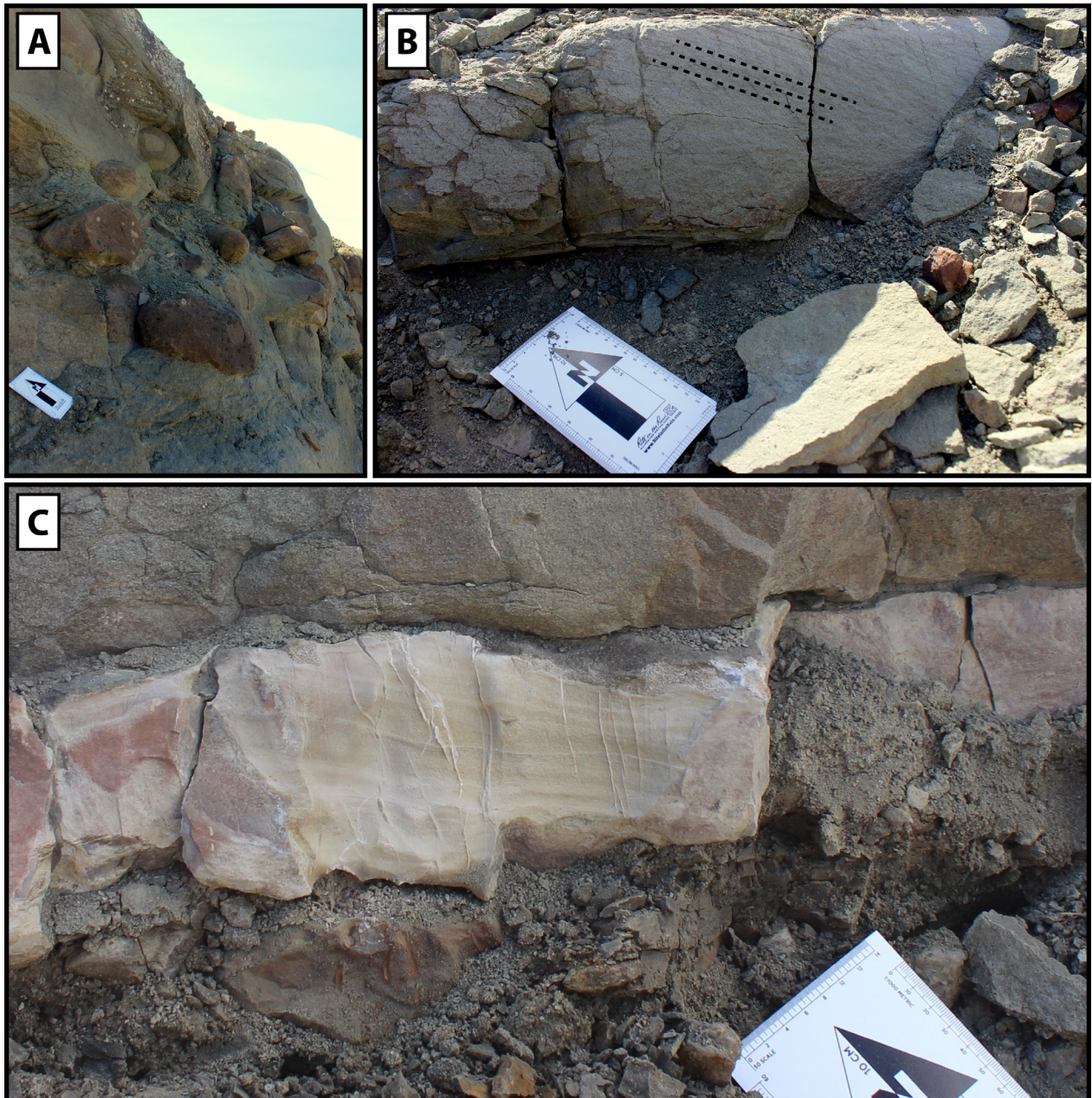


Figura 17: A) Concreciones silíceas en arenisca B) Estratificación cruzada sobre un contacto erosivo en fangolitas C) Fracturas posteriores a la sedimentación.

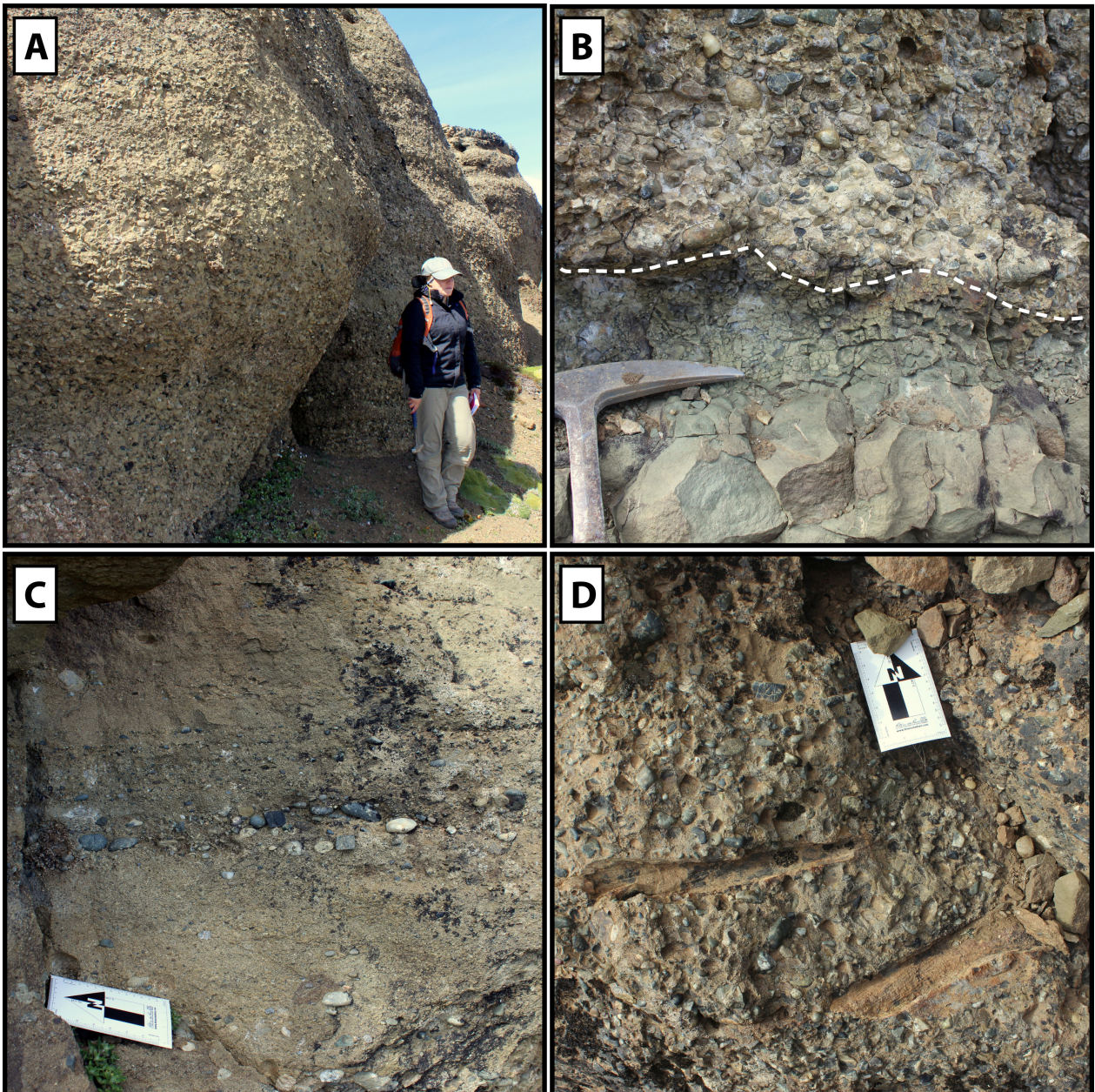


Figura 18: A) Conglomerado grueso masivo B) Conglomerado grueso sobre base erosiva C) Intercalaciones lenticulares decimétricas de conglomerados medios y areniscas medias a gruesas D) Improntas de madera.

Entre los 304 m - 313 m, una sucesión granocreciente de areniscas de grano fino a conglomerado arenoso. Las areniscas poseen estructura masiva, estratificación cruzada de bajo ángulo, estratificación plana y detrito orgánico. El conglomerado es lenticular, clastosoportado, con clastos tamaño gravilla, su potencia es de 1,5 m y se encuentra sobre un contacto erosivo.

Entre los 313 m - 337 m, fangolitas grisáceas con intercalaciones de areniscas de 2 a 4 m (Fig. 19-A). Las areniscas son gruesas, poseen lentes de gravilla y grava en sus bases, estratificación plana, estratificación cruzada en varias direcciones (Fig. 19-B), concreciones silíceas, improntas de troncos (Fig. 19-C) y bivalvos indeterminados (Fig. 20-A).

Sobreyacen 25 metros de fangolitas parcialmente cubiertas y con un alto grado de meteorización. Se encuentran trazas fósiles ex situ, posiblemente *Psilonichnus* isp. (Fig. 20-B).

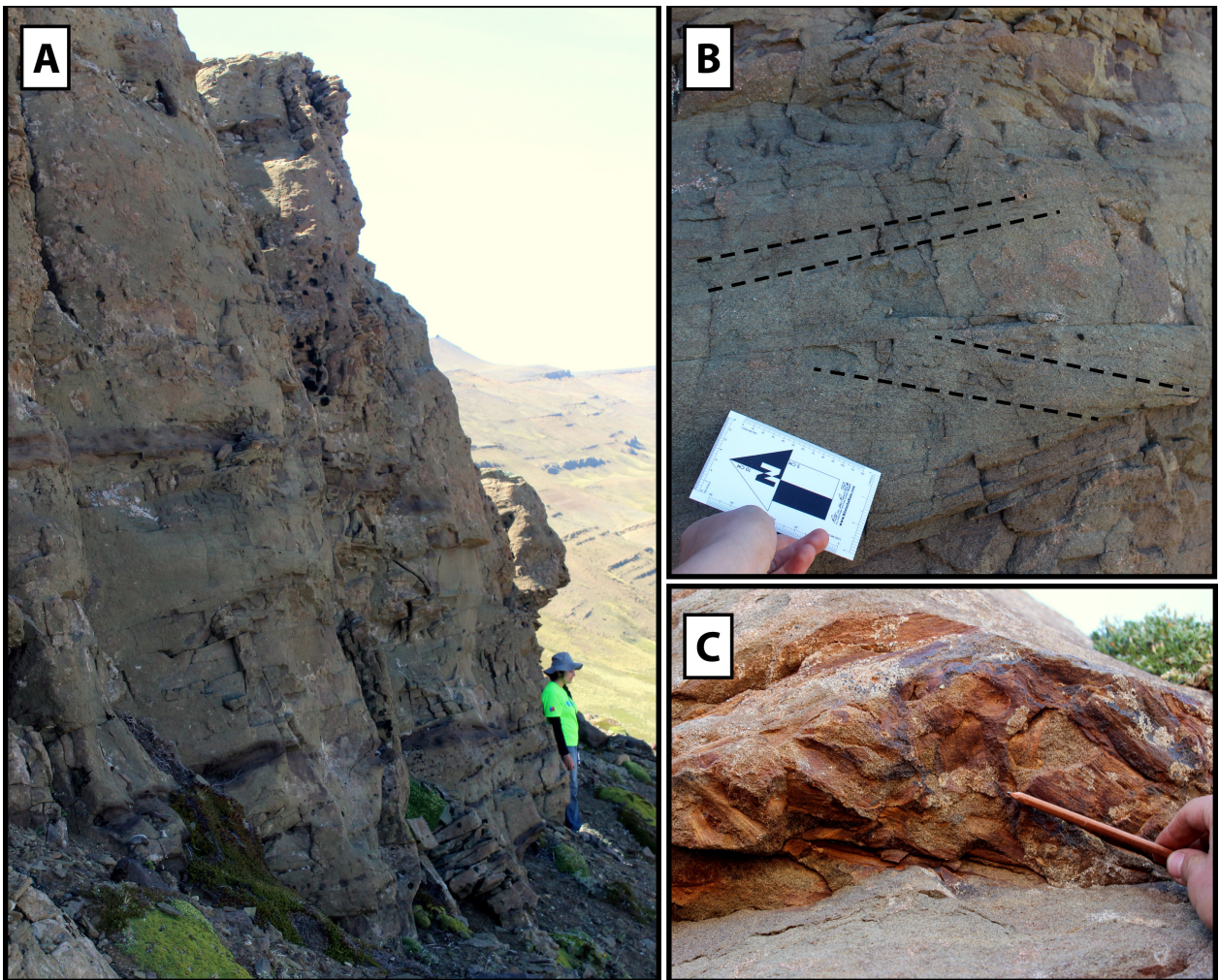


Figura 19: A) Fangolitas masivas de color grisáceo con intercalaciones de areniscas B) Estratificación cruzada en varias direcciones C) Improntas de madera.

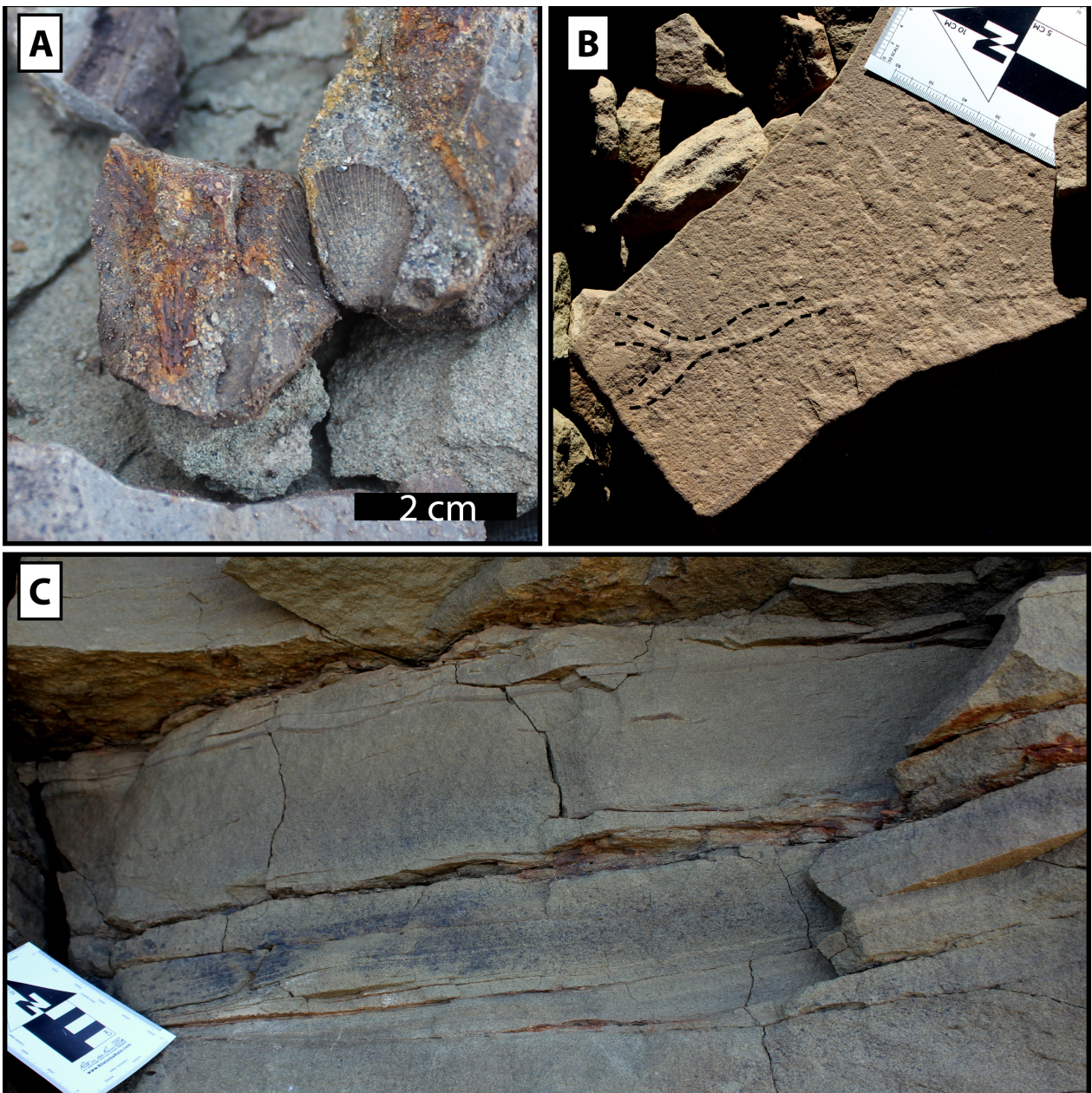


Figura 20: A) Bivalvia indet. B) *Psilonichnus* isp. C) Ondulitas de oleaje.

Entre los 362 m - 383 m, areniscas pardas medias, con intercalaciones decimétricas de areniscas de grano grueso a conglomerádica en la zona más basal. En la base y techo hay presencia de estratificación plana, mientras que en la porción central ocurre laminación heterolítica, ondulitas de oleaje (Fig.20-C), estratificación cruzada y concreciones calcáreas. El detrito orgánico se restringe a los niveles más finos y también se identifican improntas de troncos. Destaca la presencia de *Panopea* sp., dientes de tiburón y también bivalvos fragmentarios. El índice de bioturbación alcanza a 3 en los valles de las ondulitas de oleaje, donde son frecuentes las trazas horizontales.

Entre los 383 m - 396 m, el tramo se encuentra cubierto.

Entre los 396 m - 409 m, 0,7 m de areniscas calcáreas, de grano fino a medio, con ondulitas de oleaje con crestas bifurcadas y ondulitas de interferencia con dirección sureste (Figs. 21-A y 21-B), lentes de gravillas hacia el techo y moldes de pectínidos articulados (Fig. 21-C). Sobreyacen 0,4 metros de fangolitas tamaño limo de estructura masiva. Sobre estas,

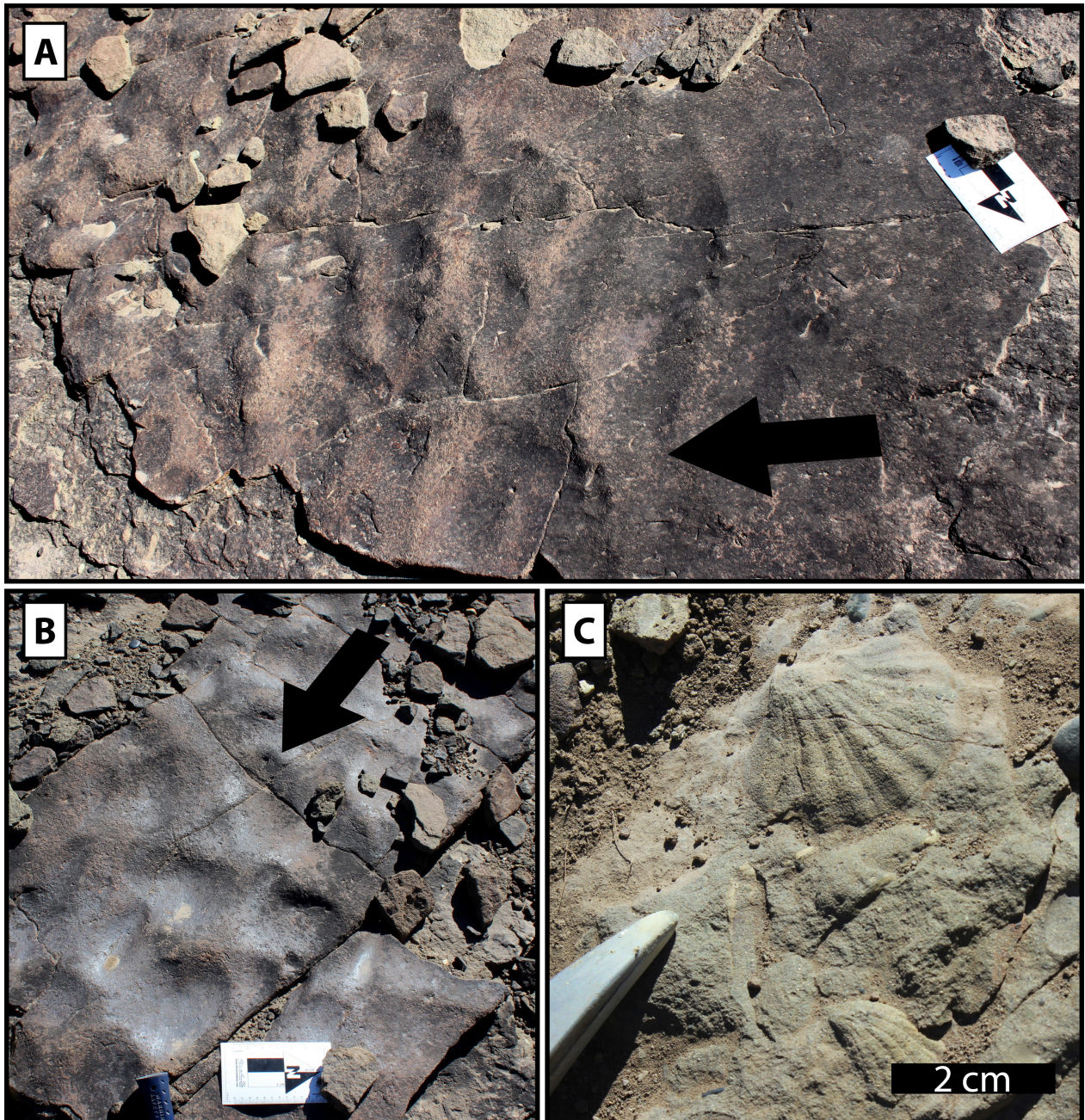


Figura 21: A) Ondulitas de oleaje con crestas bifurcadas B) Ondulitas de interferencia C) Pectínido.

0,8 m de areniscas de grano medio con estratificación cruzada de bajo ángulo; 1 m de conglomerado de tamaño gravilla con base erosiva, estratificación plana y detrito orgánico. Por último, sobreyacen 2 m de areniscas de grano medio, con estratificación cruzada en artesa seguidas de 8 m de fangolitas meteorizadas y parcialmente cubiertas (Fig. 22).

Entre los 409 m - 416 m (Fig. 23), se observa una sucesión granodecreciente con 2 m de conglomerado con clastos de hasta tamaño bloque en la base (lenticular de contacto erosivo), polimítico, matriz soportado, con lentes de arenisca conglomerádica, estratificación cruzada en artesa y detrito orgánico. Sobreyacen 5 m de areniscas de grano grueso a medio con lentes de grava en la base, estratificación cruzada de bajo ángulo, fragmentos de madera, detrito orgánico y estratificación cruzada en espiga en el techo (Fig. 24-A). En las proximidades de este nivel se encuentran fragmentos rodados de monocotiledóneas.

Entre los 416 m - 429 m, hay fangolitas grises parcialmente cubiertas con intercalaciones, de aproximadamente 2 m, de areniscas gruesas conglomerádicas mal seleccionadas con clastos de gravilla, estratificación cruzada de bajo ángulo y concreciones esferoidales.

Entre los 429 m - 436 m, se ve 3,5 m de una gradación inversa de areniscas gruesas a conglomerado tamaño gravilla, con estratificación cruzada y lentes conglomerádicos (Fig. 24-B), seguidos de 1,4 m de fangolitas tamaño limo que gradan a areniscas de grano medio, con estratificación plana, improntas de madera (Fig. 24-C) y detrito orgánico. Sobreyacen de manera erosiva, 2,8 m de conglomerado tamaño gravilla, matriz soportado, polimítico, con lentes de conglomerado grueso y estratificación cruzada de bajo ángulo.

Entre los 436 m - 446 m, se encuentra 3 m de fangolitas masivas meteorizadas, sobreyacidas de 7 m de areniscas de grano grueso a medio con gradación normal, lentes de conglomerado en la base y estratificación cruzada en artesa. En las areniscas hay presencia de fragmentos óseos ex situ asociados a saurópodos (húmero y centros vertebrales).

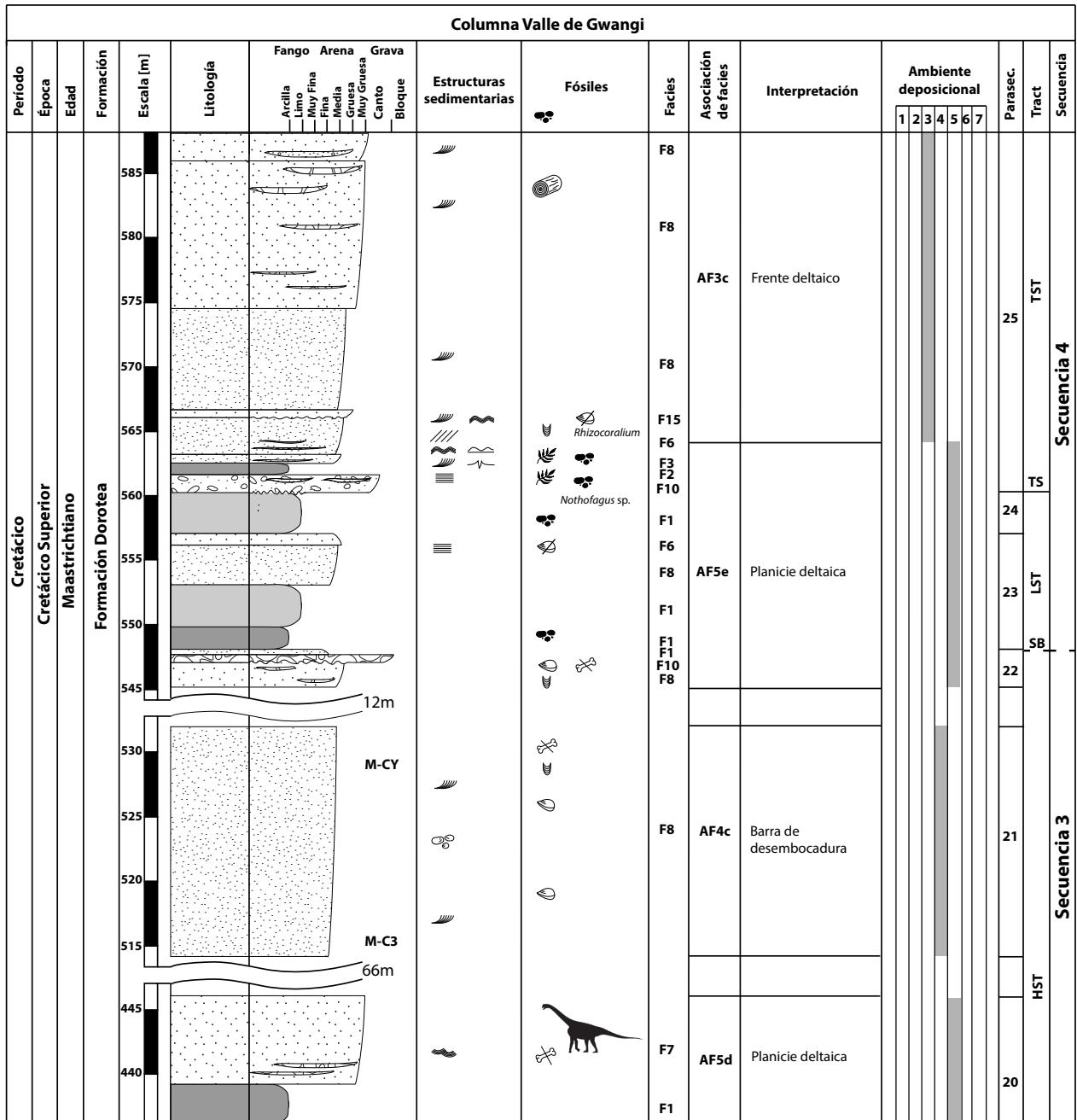


Figura 23: Sección estratigráfica Valle de Gwangi, tramo medio superior.

Sobreyacen 66 m de tramo cubierto, seguidos de 18 m de areniscas pardas finas a medias, con gradación inversa y geometría tabular, contiene niveles de estratificación cruzada de bajo ángulo y concreciones calcáreas. Se observa *Panopea* sp. en posición de vida (Fig. 24-D) y fragmentos indeterminados de huesos ex situ, también trazas fósiles verticales. Luego, siguen 12 metros de tramo cubierto.

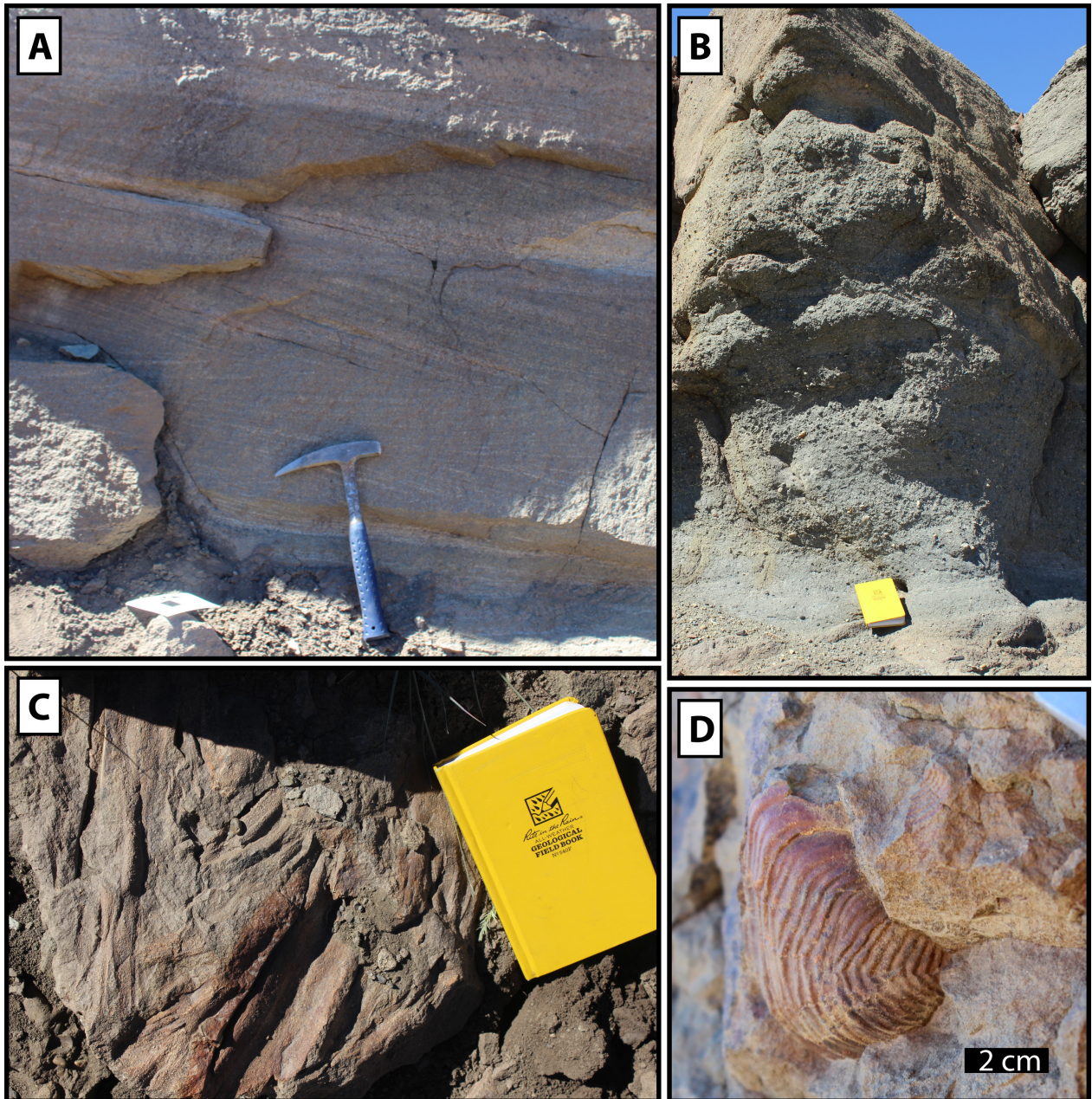


Figura 24: A) Estratificación cruzada en espiga B) Gradación inversa de areniscas gruesas a conglomerado C) Improntas de madera D) *Panopea* sp. en posición de vida.

Entre los 545 m – 562 m, se observan 2 m de areniscas masivas de grano medio, con lentes de gravilla hacia el techo y bioturbaciones, 0,5 m de conglomerado grueso masivo, matriz soportado, de contacto gradacional, con fragmentos óseos y panopeas retrabajadas y 0,4 m de areniscas masivas de grano fino con bioturbaciones (IB=2). Sobreyacen 9 m de una gradación inversa de fangolitas masivas, a areniscas de grano medio con detrito orgánico, en el techo se observa estratificación plana y bivalvos fragmentados; 3 m de fangolitas grises masivas con detrito orgánico; erosivamente sobreyace 1,5 m de conglomerado arenoso tamaño gravilla, masivo y con lentes de arenisca gruesa, por último, 0,5 m de lutitas grises tamaño limo, con laminación plana, detrito orgánico e improntas foliares mal conservadas.

Sobreyacen 26 m de areniscas tabulares, con gradación inversa de grano fino a muy grueso; en la base se reconoce estratificación cruzada de bajo ángulo, laminación ondulosa (Fig.26-C), calcos de carga (Fig. 26-B), ondulitas ascendentes (Fig. 25-E) y cortinas de fango (Fig. 26-B), sobreyacidas por estratificación cruzada planar de alto ángulo (Fig. 26-A). En la porción medial de este nivel de areniscas se reconoce un contacto erosivo sinuoso con un 'lag' basal de bioclastos y gradación del tipo normal en pequeña escala (Fig.25-B). El detrito orgánico es abundante en la base, se reconocen improntas foliares de nothofagácea y angiospermas indeterminadas (Fig. 27). Es característico de este paquete sedimentario un alto índice de bioturbación (3-4) con icnofósiles como *Rhizocorallium* isp. (Fig. 25-D), *Thalassinoides* isp. (Fig. 25-C), *Ophiomorpha* isp., *Teichichnus* isp., *Planolites* isp. y fugichnia (Fig. 25-A). Hacia el techo, lentes decimétricos de gravas y gravillas, estratificación cruzada de bajo ángulo, clastos imbricados y fragmentos de madera silicificada (Fig. 29-A).

Entre los 588 m - 602,5 m (Fig. 28), hay 13 m de fangolitas grises con gradación inversa (tamaño arcilla a limo) de estructura masiva, lentes centimétricos de arenisca fina hacia el techo y detrito orgánico; sobreyace 1,5 m de una sucesión granocreciente de areniscas de grano medio a grueso, con estratificación cruzada de bajo ángulo y lentes de fangolita en la base. En estos niveles fue hallado, ex situ, un fémur de dinosaurio asociado a la familia Theropoda y huesos de dinosaurios indeterminados (Fig.32).

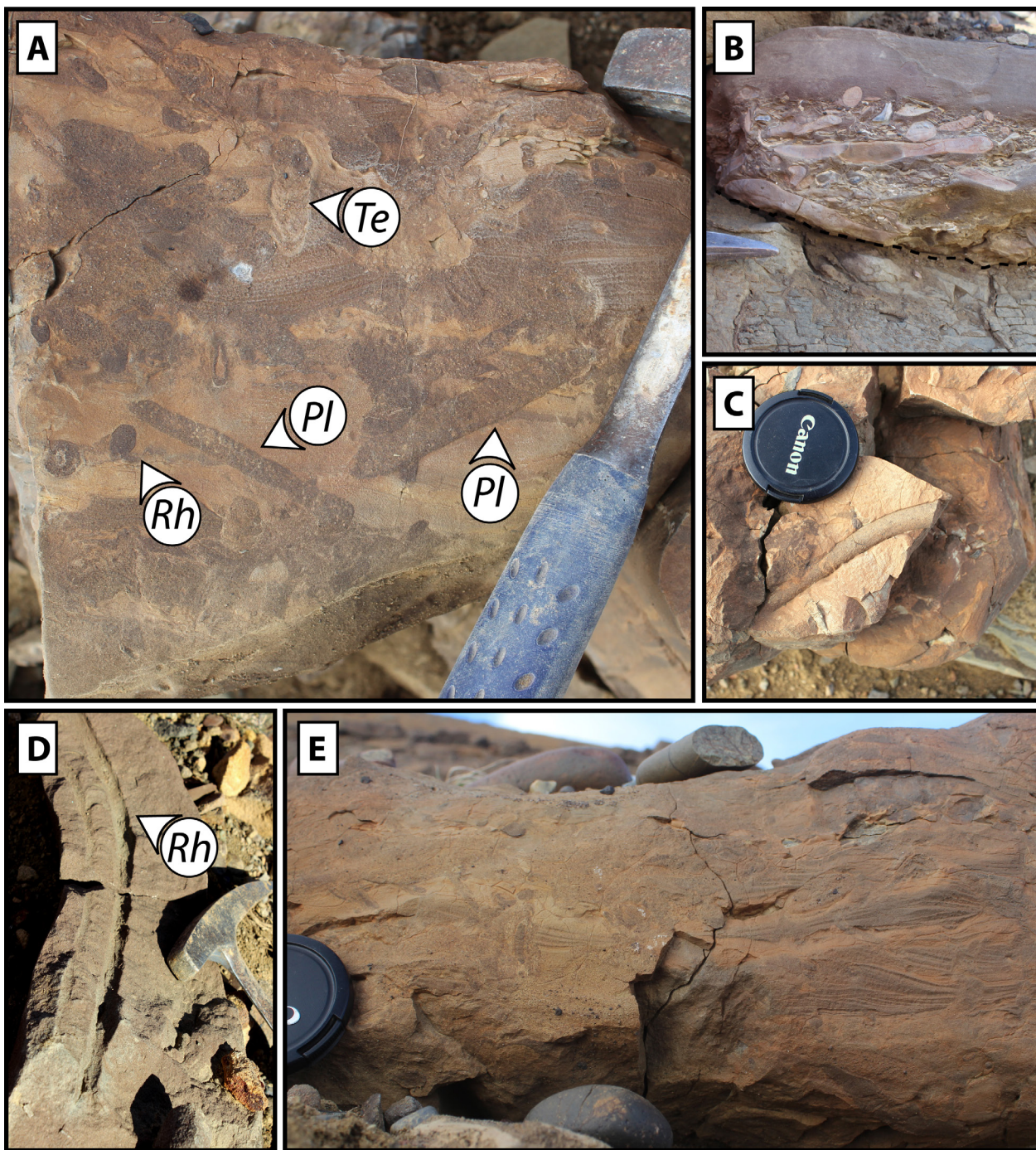


Figura 25: A) Arenisca fina bioturbada, *Planolites* isp., *Teichichnus* isp., *Rhizocorallium* isp. B) Lag basal de conchillas C) *Ophiomorpha* isp. D) *Rhizocorallium* isp. E) Ondulitas ascendentes.

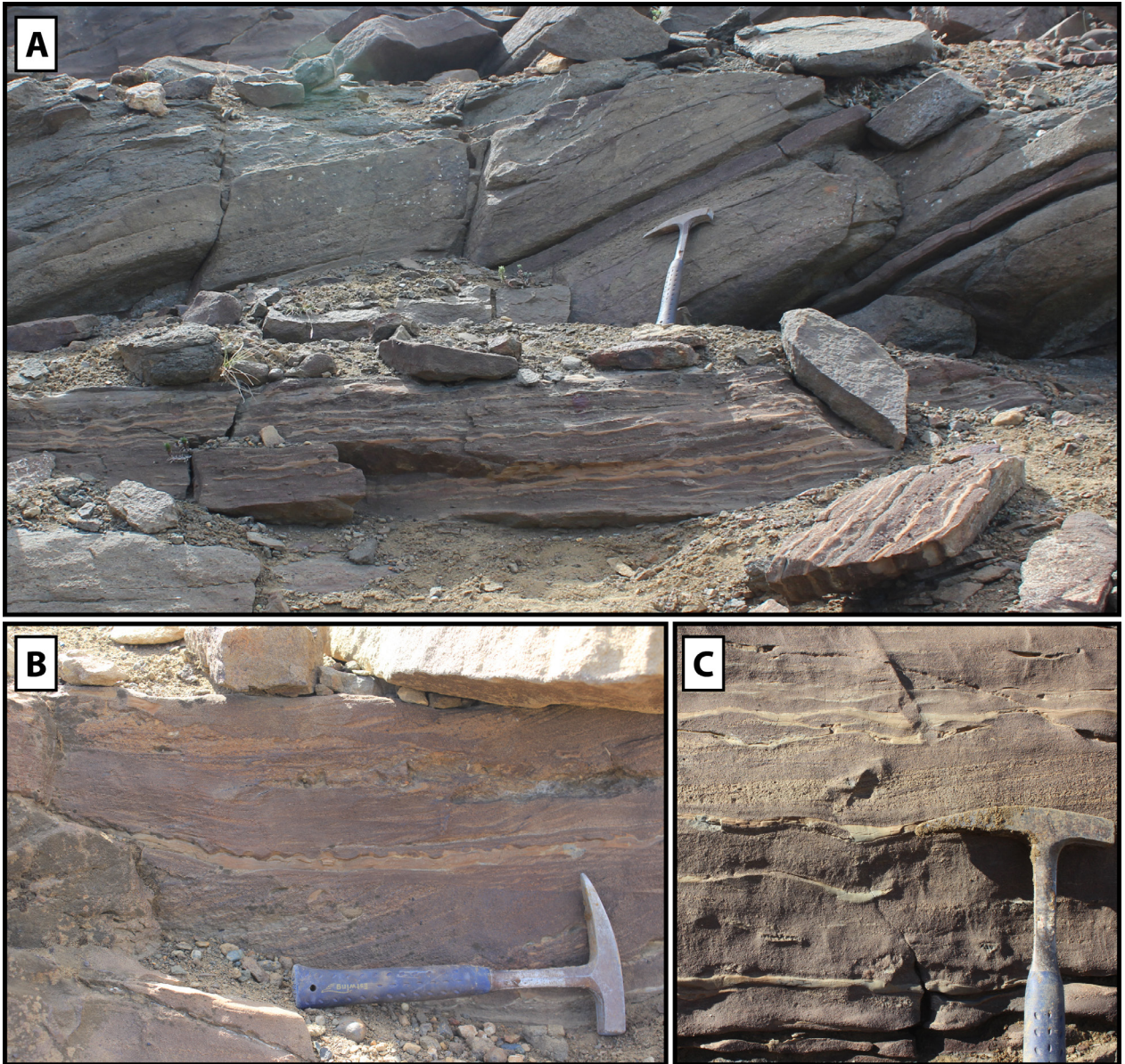


Figura 26: A) Areniscas con estratificación ondulosa sobreyacidas por areniscas de estratificación cruzada de alto ángulo B) Cortinas de fango y calcos de carga C) Estratificación ondulosa.

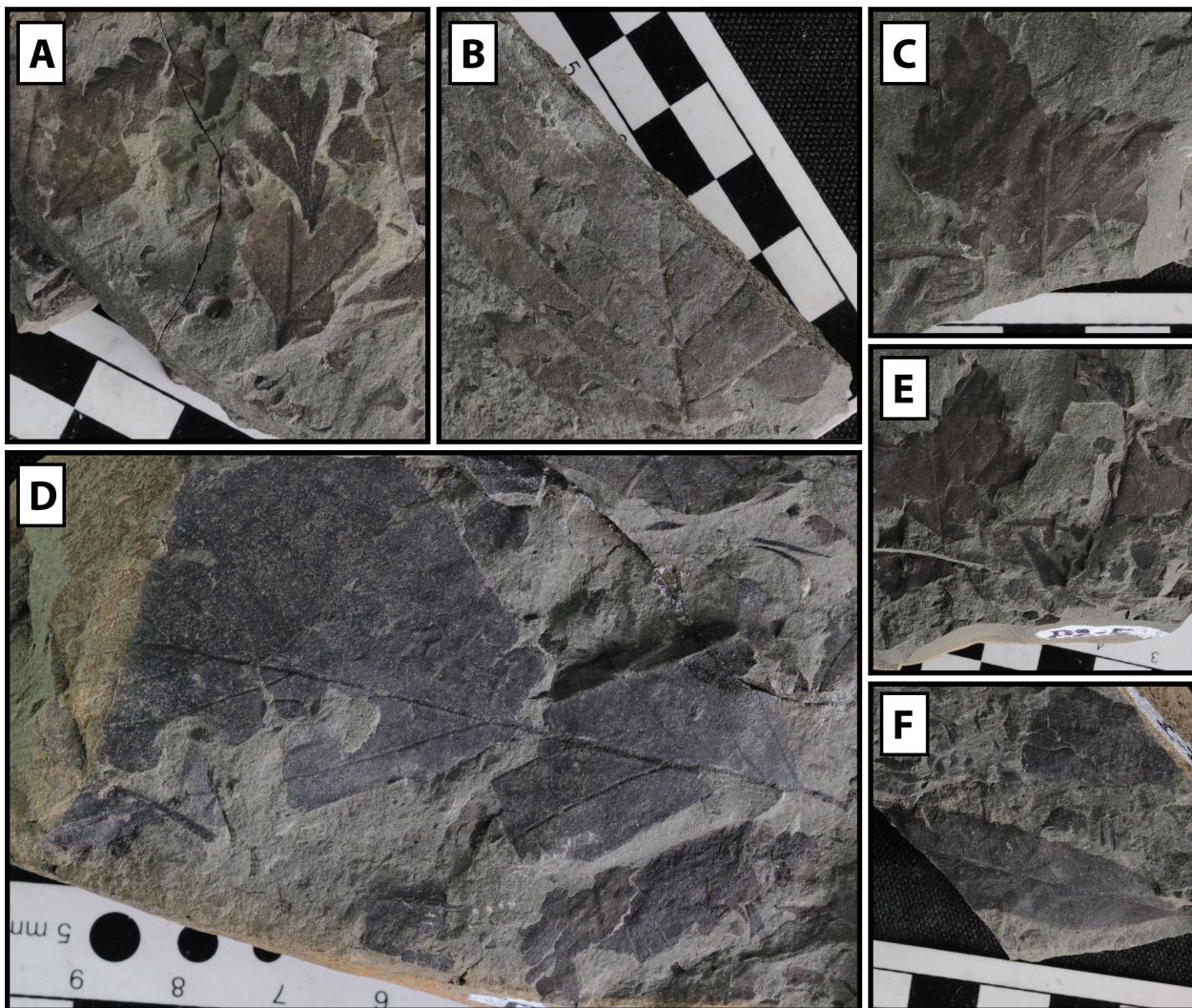


Figura 27: A) Angiosperma indet. B) *Nothofagus* sp1. C) *Nothofagus* sp2. D) *Nothofagus* sp3. E) Angiosperma indet1. F) Angiosperma indet2.

Entre los 602,5 m - 654 m; se reconocen intercalaciones métricas y regulares de fangolitas grisáceas, masivas, meteorizadas y parcialmente cubiertas; con 3 niveles de areniscas verdosas que aumentan gradualmente su tamaño de grano, de fino a medio. El nivel psamítico basal contiene laminación plana, bivalvos, ostreoideos indeterminados (Fig. 30-C), *Ambigostrea* sp. (Fig.30-A), *Turkostrea* sp. (Fig. 30-B) y moldes de gastrópodos (Familia Aphorridae, Fig. 31). El nivel central de areniscas posee estratificación cruzada de bajo ángulo; el nivel arenoso del techo, contiene nódulos silíceos centimétricas (Fig. 29-E), detrito orgánico e improntas foliares en mal estado de conservación. Este sector es rico en material fosilífero de vertebrados, fueron reconocidos rodados de fragmentos óseos de saurópodo, vértebras de Teleostei indet., Mosasauria indet., Plesiosauria indet. (Fig. 32) y polycotilido (Soto-Acuña, com. pers).

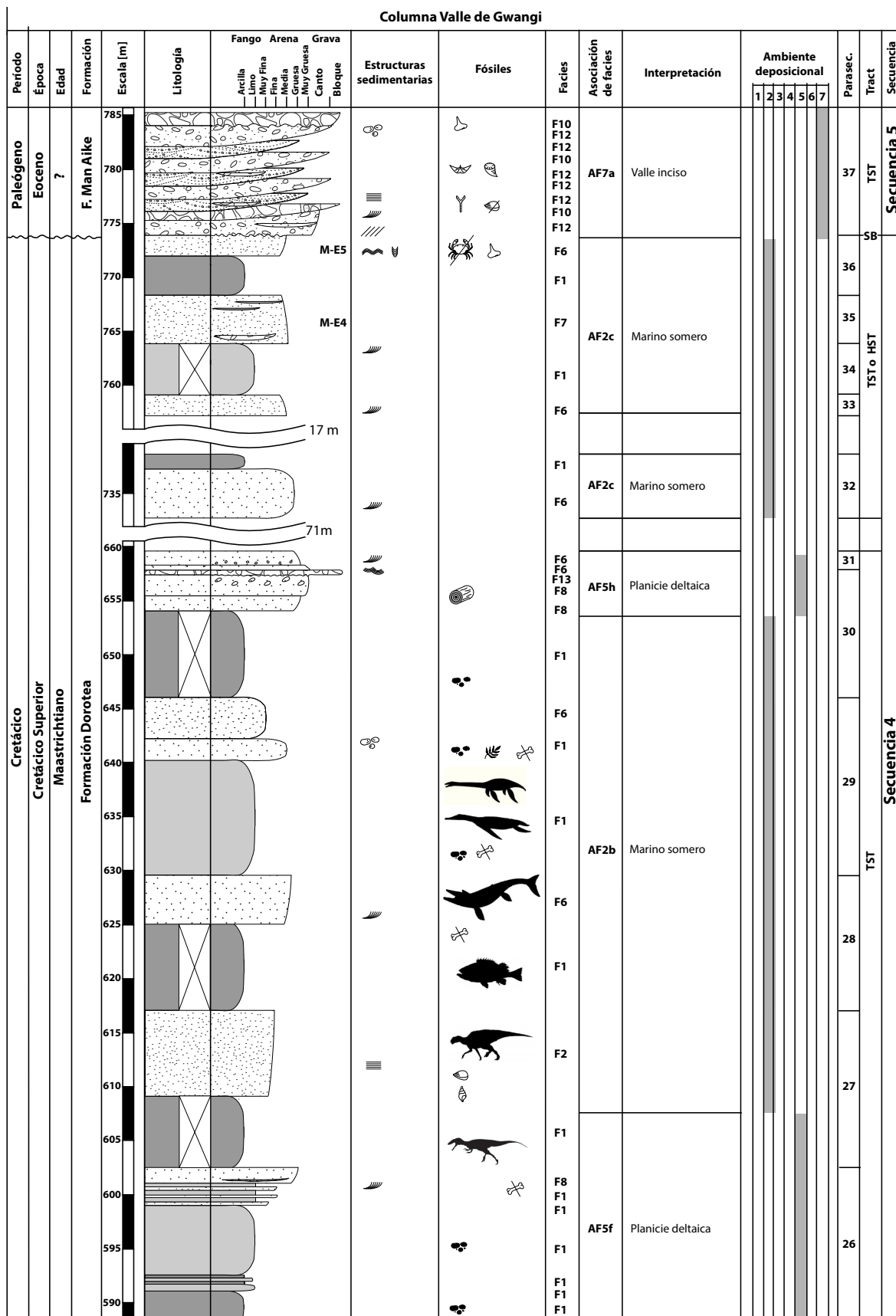


Figura 28: Sección estratigráfica Valle de Gwangi, tramo superior.

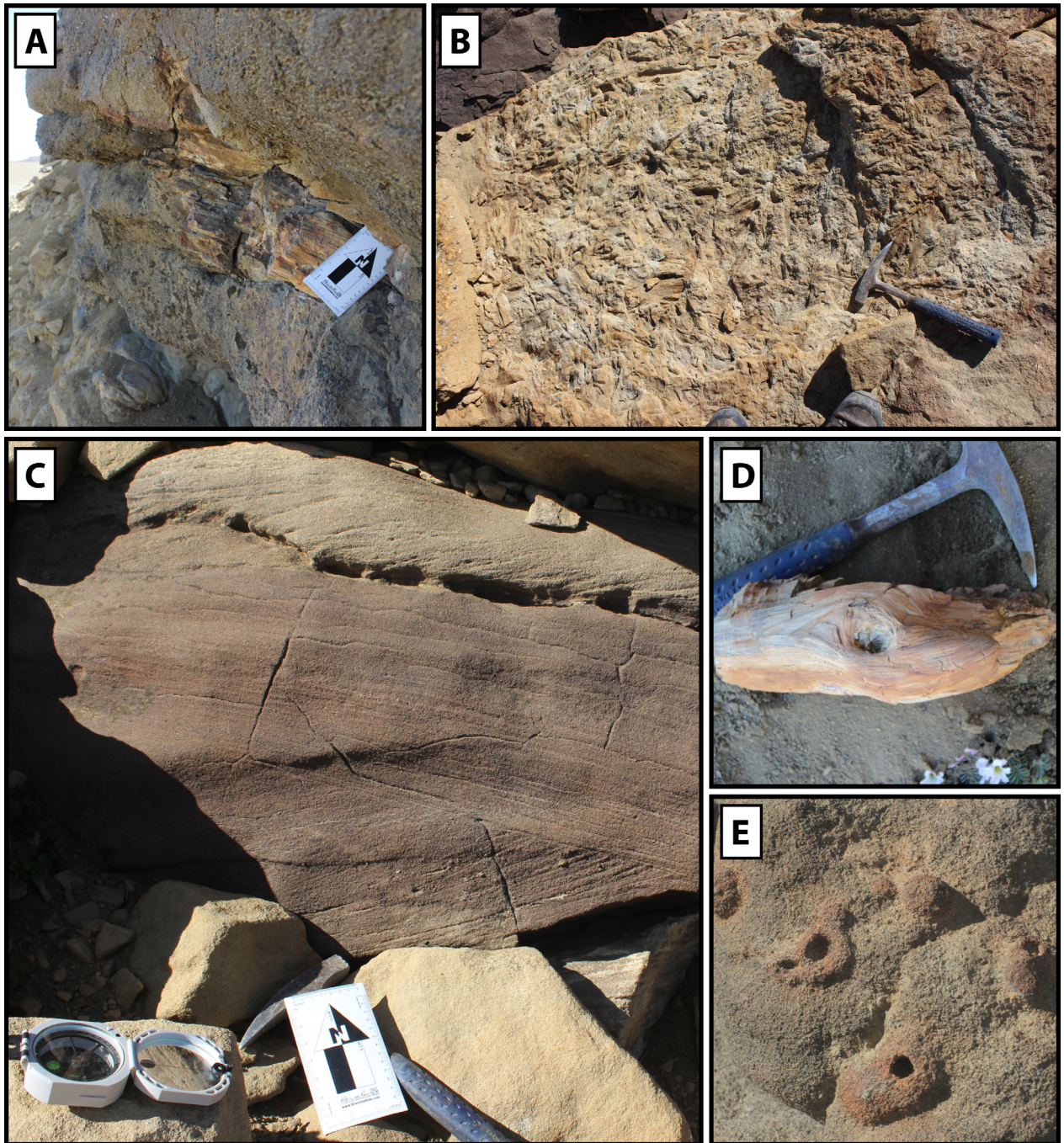


Figura 29: A) Madera silicificada contenida en niveles conglomerádicos B) Improntas de madera C) Areniscas con estratificación cruzada D) Fragmento ex situ de madera silicificada E) Nódulos de sílice y óxidos de hierro en arenisca.

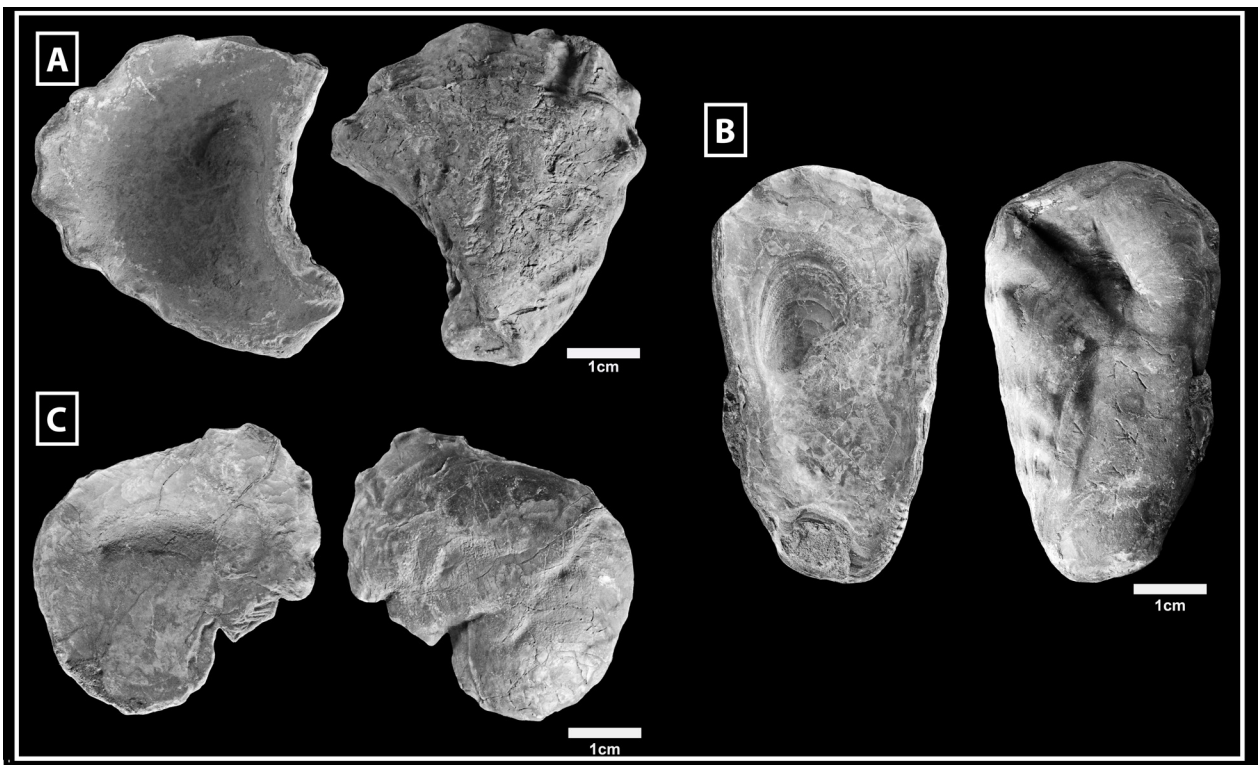


Figura 30: A) *Ambigostrea* sp. B) *Turkostrea* sp. C) Ostreido indet.

Entre los 654 m - 659,5 m; hay una sucesión granocreciente de 3,5 metros de potencia, de areniscas de grano grueso a conglomerado (clasto soportado y contacto erosivo) con clastos de tamaño grava, contiene imbricación e improntas de madera (Fig. 29-B y Fig. 29-D); sobreyacen, 2 m de areniscas de grano muy grueso a grueso con gradación normal, lentes conglomerádicos en la base, estratificación cruzada y estratificación cruzada en artesa (Fig. 29-C).

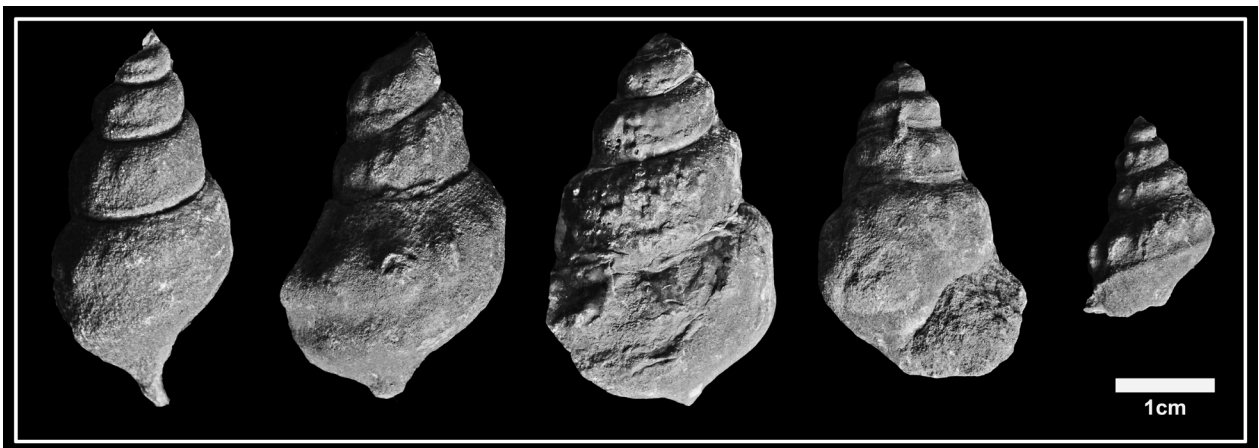


Figura 31: Moldes de gastrópodos (Familia Aphorridae).

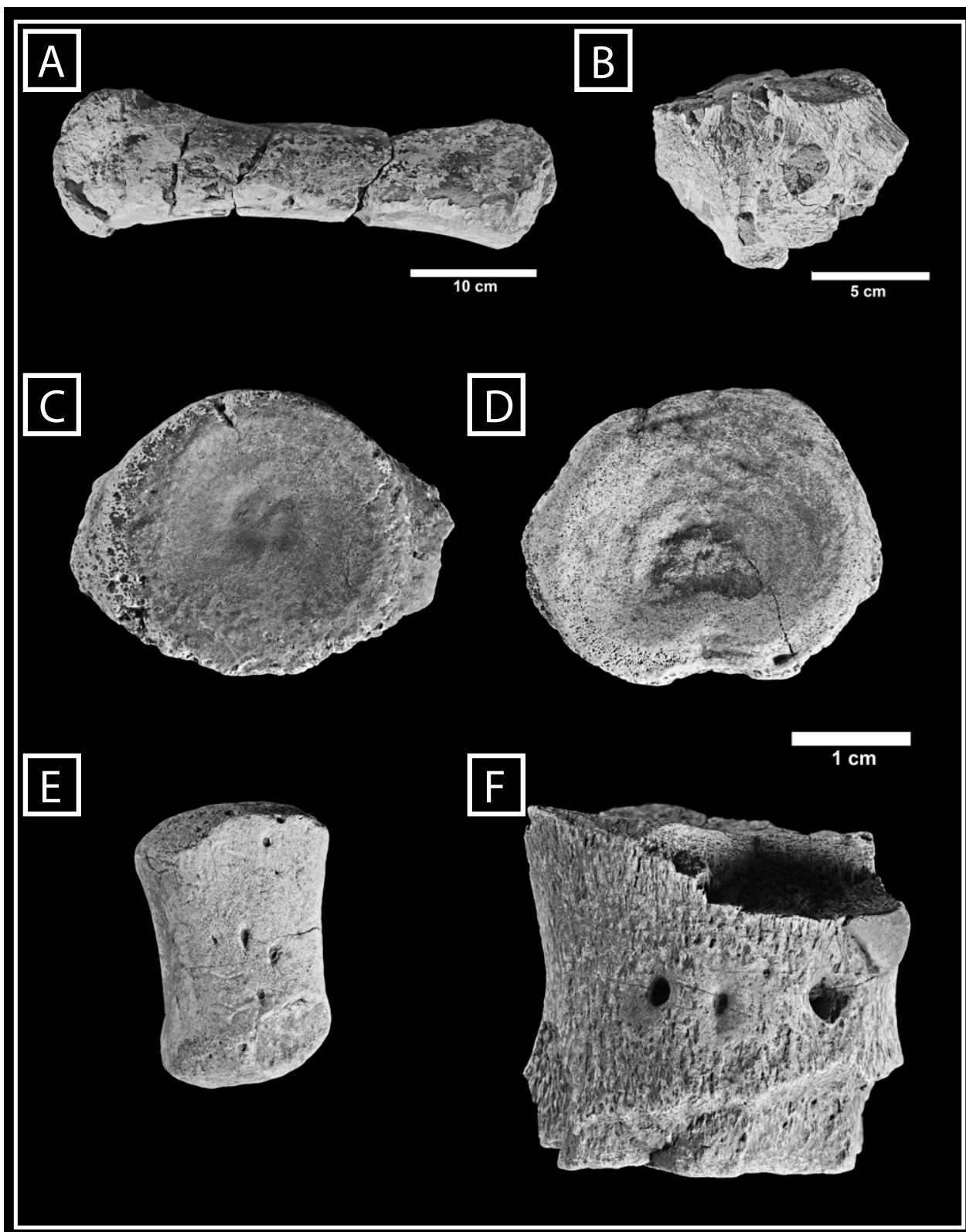


Figura 32: A-B) Fragmentos óseos de dinosaurio C-D-F) Centro vertebrales de plesiosaurio E) Fragmento óseo asociado a mosasaurio.

Luego de 71 m de tramo cubierto, afloran 5 metros de areniscas pardas, de grano grueso a muy grueso y estratificación cruzada planar, son sobreyacidas por 1,5 m de fangolitas meteorizadas y parcialmente cubiertas. Sobreyacen 17 metros de tramo cubierto.

Entre los 757 m - 774 m, intercalaciones métricas de fangolitas grisáceas con detrito orgánico parcialmente cubiertas y areniscas calcáreas de grano medio, con estratificación cruzada de bajo ángulo, lentes de grava en la base y de fangolita en el techo. Las areniscas de la parte superior de este nivel, que a veces puede ser encontrada como bloques dentro del conglomerado (Fig. 33-A y Fig. 33-C) contienen material fragmentario de crustáceos, dientes de tiburón indeterminados, ondulitas simétricas con flasers (Fig. 33-D) y trazas verticales (Fig.33-B).

Entre los 774 m - 785 m, sigue una sucesión discordante de lentes de conglomerado de cantos y bloques con areniscas conglomerádicas lenticulares de gradación normal, estratificación cruzada planar de gran escala, estratificación plana, estratificación cruzada, e imbricación de clastos y fósiles en varias direcciones. Los conglomerados son polimícticos y principalmente matriz soportados. El contenido fosilífero es generoso, se reconocen troncos de gran tamaño (Fig. 34-H), bivalvos indeterminados (Figs. 34-A, 34-D y 34-G), valvas desarticuladas de pectínidos (Fig. 34-E) y *Ostrea groeberi* (Fig. 34-F), corales (Fig. 34-B), terebratúlidos (Fig. 34-C), también briozoos lamelares (Cerioporidae af., Fig.35) y dientes de tiburón del género *Striatolamia* sp.



Figura 33: A) Discordancia erosiva del techo de la Formación Dorotea B) Trazas verticales C) Bloques de arenisca calcárea dentro de conglomerado D) Flasers de fangolita en arenisca calcárea.

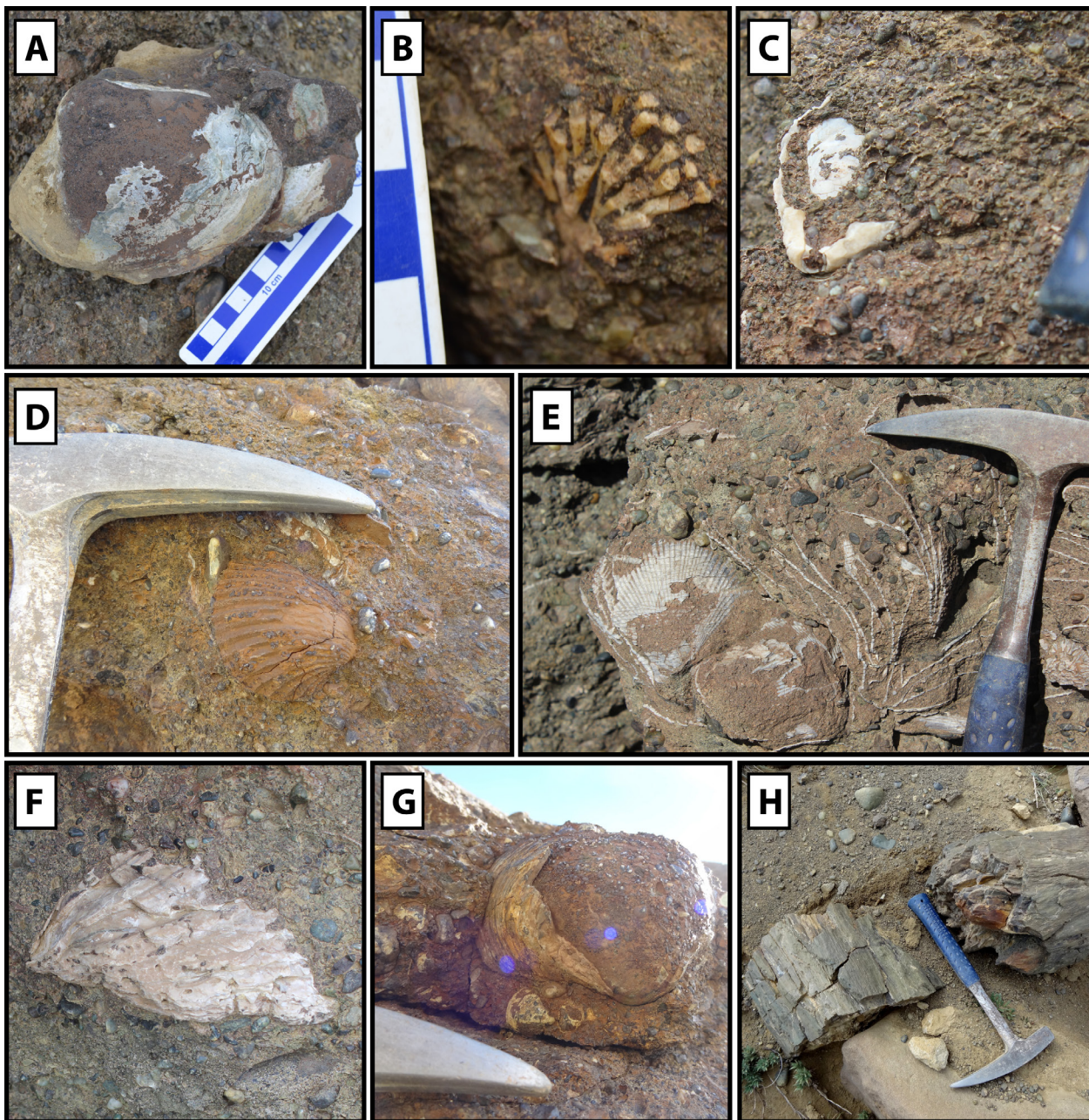


Figura 34: Fósiles de invertebrados contenidos en la base de las Formación Man Aike A) Bivalvia indet. B) Corallia indet. C) Terebratúlido D) Bivalvia indet. E) Valvas desarticuladas de pectínidos aglomerados F) *Ostrea groberi* G) Bivalvia indet. H) Tronco silicificado.

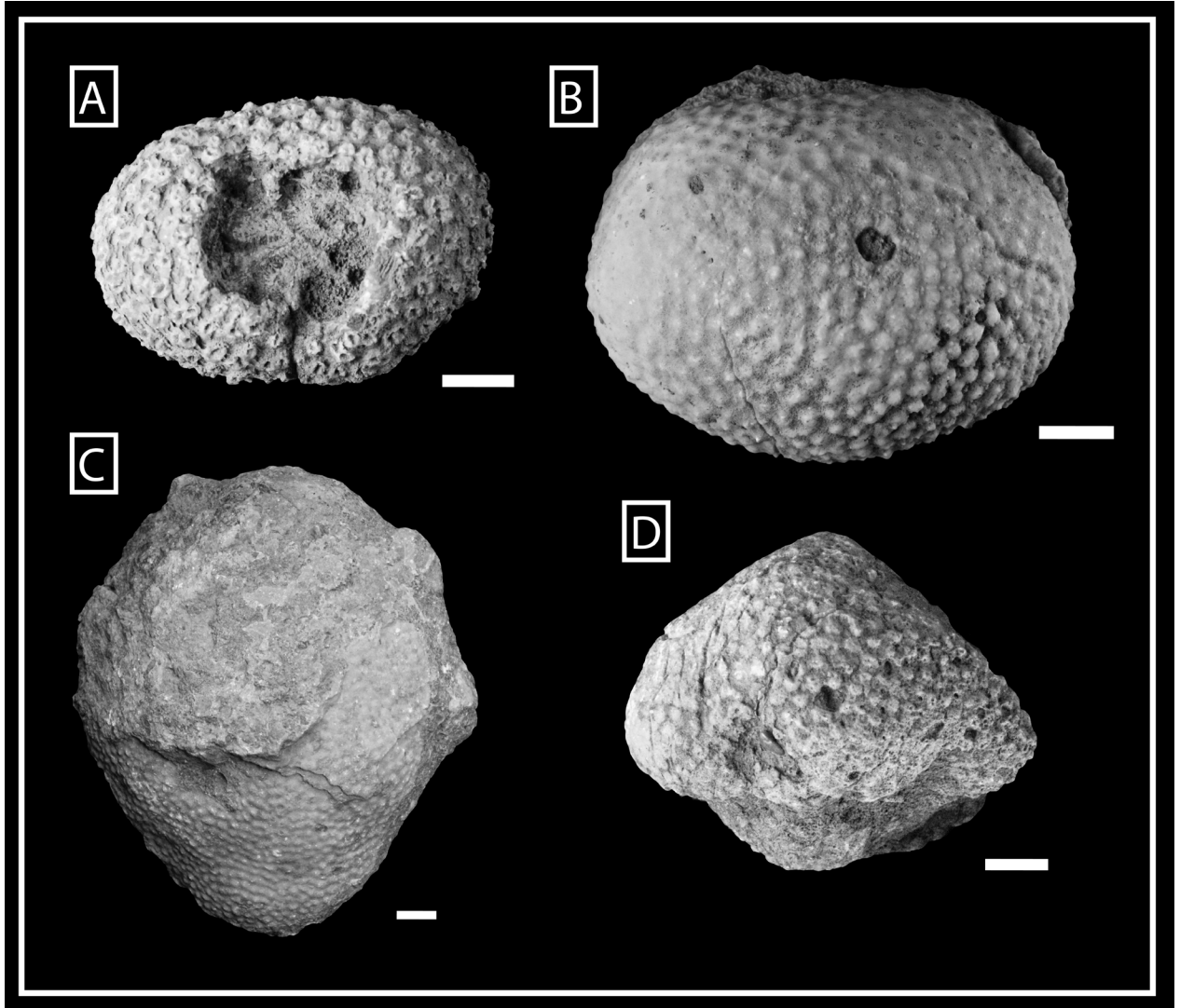


Figura 35: A-D) Briozoos lamelares asociados a la Familia Cerioporidae.

Sección Colina Hadrosaurio

Posee una potencia de 295 m, se compone principalmente de areniscas verdosas y fangolitas, posee una orientación N42°E. Abarca la parte central y superior de los afloramientos de la Formación Dorotea en el valle del río Las Chinas (Fig. 8, trazo C).

En la base, se exponen 2,3 m de intercalaciones decimétricas de conglomerados de clastos tamaño gravilla-grava, matriz-soportado y areniscas gris verdosas de grano grueso con estratificación plana (Figs. 36-A , 36-B y 37).

Entre los 2,2 m - 9,2 m, se observa una sucesión granodecreciente compuesta por 1 m de conglomerado clastosoportado, con clastos tamaño grava. Sobreyacen 3,5 m de areniscas conglomerádicas con clastos tamaño grava en la base y gravilla hacia el techo, de estructu-

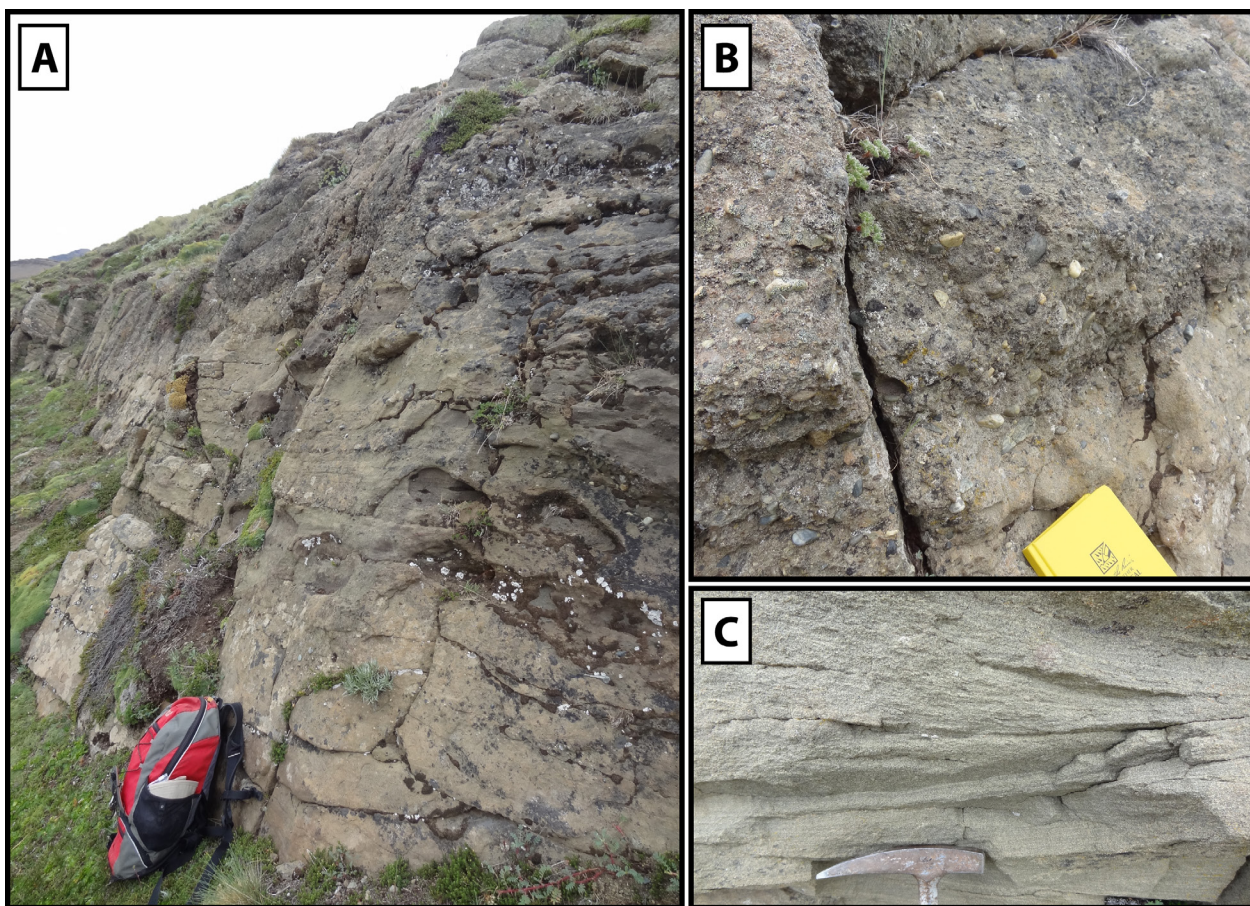


Figura 36: A) Conglomerados y arenisca conglomerádicas de la base de la sección Colina Hadrosaurio B) Intercalaciones de conglomerado matriz soportado y areniscas C) Estratificación cruzada de bajo ángulo.

ra masiva; 2 metros de areniscas gris verdosas de grano grueso, con estratificación cruzada de bajo ángulo (Fig. 36-C) y estratificación cruzada planar. Sobreyacen 0,5 m de fangolitas masivas con grano tamaño arcilla. Sobreyace erosivamente, 1,8 m de una sucesión granocreciente de arenisca conglomerádica con clastos hasta tamaño gravilla a conglomerado masivo con clastos tamaño grava.

Entre los 11 m - 14 m, areniscas masivas gris verdosas de grano medio con moldes externos de bivalvos.

Entre los 14 - 17,3 m; hay 0,6 m de fangolitas grises masivas; sobrepuestos 0,5 m en discordancia erosiva, de conglomerado matriz-soportado masivo con clastos tamaño grava y gradación inversa; 0,4 m de fangolitas grises con laminación plana; 1 m de areniscas verdosas de grano fino, masivas, con concreciones y moldes externos de bivalvos, sobreyacidos por 0,8 m de conglomerado masivo con clastos tamaño gravilla.

Entre los 17,3 m - 30 m; se expone un potente nivel de areniscas verdosas de grano grueso a medio (Fig. 38-A), masivas en la base y centro, en el techo se intercalan lentes decimétricos de conglomerado tamaño gravilla y ocurren estructuras como estratificación plana, estratificación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada tipo 'hummocky' (Fig. 38-C). Hay presencia de moldes externos de bivalvos indeterminados y *Panopea* sp. en posición de vida (Fig. 38-B).

Entre los 30 m - 35 m; una sucesión granocreciente compuesta de 2 m de fangolitas masivas con granos tamaño arcilla; 2,3 m de conglomerado arenoso masivo con clastos tamaño gravilla y 0,7 m de conglomerado masivo, matriz soportado con clastos tamaño grava. Sobreyacen 57 m de tramo cubierto.

Entre los 92 m - 98 m; se observan 2 m de conglomerado masivo matriz soportado, con clastos tamaño canto, polimíctico y con lentes de arenisca conglomerádica (gravilla) en el techo, estos lentes poseen estratificación cruzada de bajo ángulo; sobreyacen 4 m de fangolitas masivas meteorizadas.

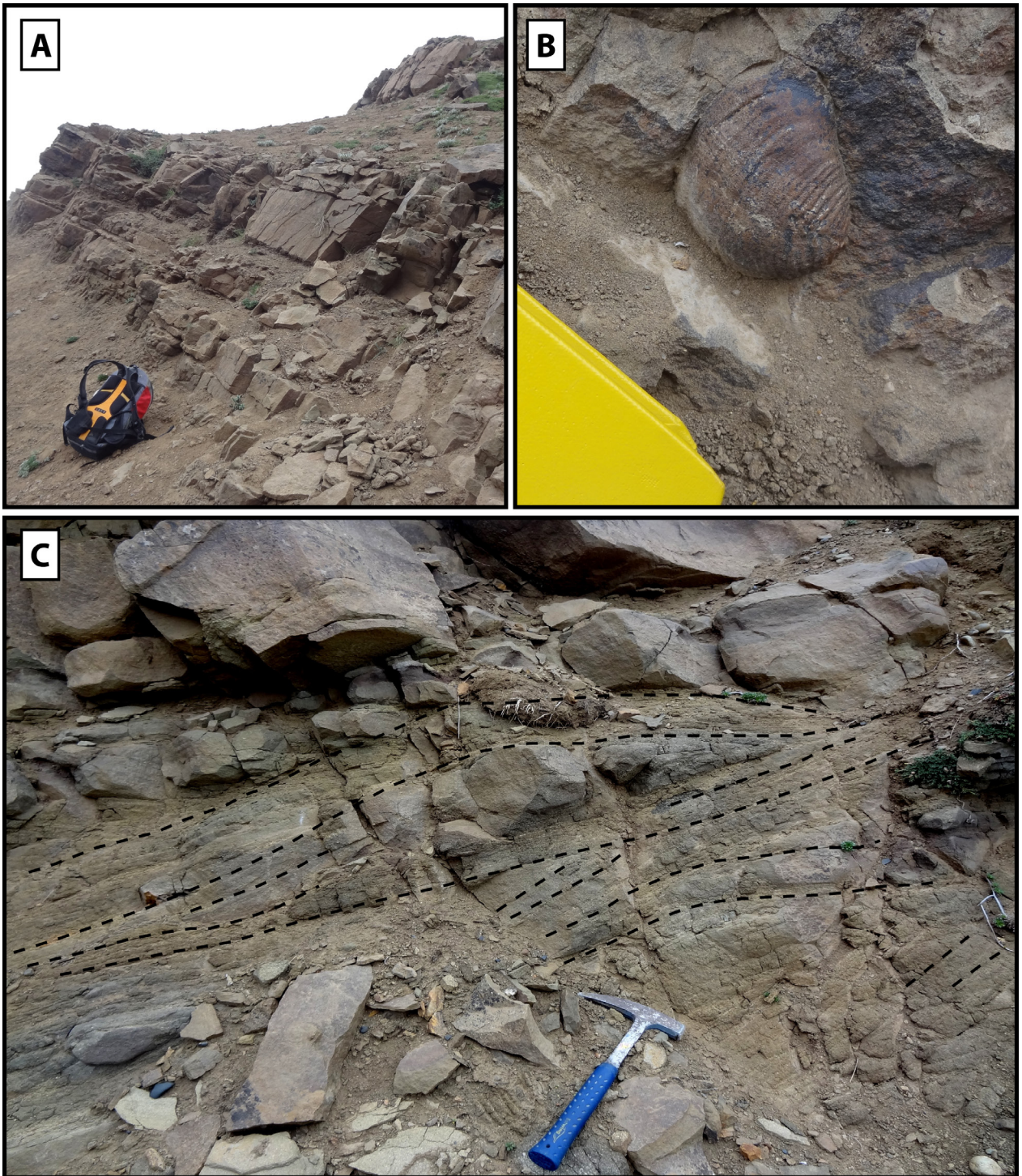


Figura 38: A) Areniscas de geometría tabular B) *Panopea* sp. en posición de vida C) Areniscas con estratificación cruzada tipo hummocky.

Entre los 98 m - 115 m, se reconoce una sucesión granodecreciente de 10 m de areniscas gruesas a finas, con estructura masiva, moldes externos de bivalvos y gastrópodos. En la base se presentan canalizaciones de areniscas conglomerádicas y conglomerado matriz soportado, con clastos tamaño grava a gravilla (Fig. 39-A), se identifica estratificación cruzada de bajo ángulo y estratificación plana (Fig. 39-B). Sobreyace en concordancia 1 m de arenisca masiva de grano medio y luego 7 m de tramo cubierto.

Entre los 115 m - 135 m, afloran 2 m de areniscas pardo verdosas de grano grueso con estratificación cruzada en espiga y estratificación cruzada en artesa (Fig.39-C). Sobreyacen 18 m de tramo cubierto.

Entre los 135 m y 139 m; hay expuestos 2,3 m de areniscas masivas de grano medio, con lentes decimétricos de conglomerado matriz soportado y polimíctico; sobreyacen discordantemente 1,7 m de conglomerado con clastos tamaño grava, matriz soportado, masivo y polimíctico.

Entre los 139 m y 190 m, se observan 12 m de tramo cubierto, seguidos de 1 m de arenisca gris verdosa de grano fino a medio, masiva con intercalaciones de base erosiva de 0,3 m de conglomerado de gravilla matriz soportado. Sobreyacen 5,7 m de areniscas masivas gris verdosas de grano medio. Sobreyacen 32 m de tramo cubierto.

Entre los 190 m y 210 m; afloran 3 m de fangolitas grises con grano tamaño arcilla, de estructura masiva y una gran densidad de bivalvos (Fig. 40-C); sobreyace en concordancia un nivel de areniscas muy finas de 6,5 m de potencia (Fig. 40-A), con estratificación cruzada de bajo ángulo y concreciones en la base, en el techo se identifican ondulitas de oleaje y geopétalos (Fig. 40-B). Sobreyacen 1 m de conglomerado masivo y polimíctico con clastos tamaño grava, luego, 9 m de fangolitas meteorizadas y parcialmente cubiertas.

Entre los 210 m - 234 m, se expone una sucesión de areniscas masivas conformada por 0,25 m de areniscas finas con gradación normal y 1,75 m de areniscas de grano medio a fino. Sobreyacen 22 m de tramo cubierto.

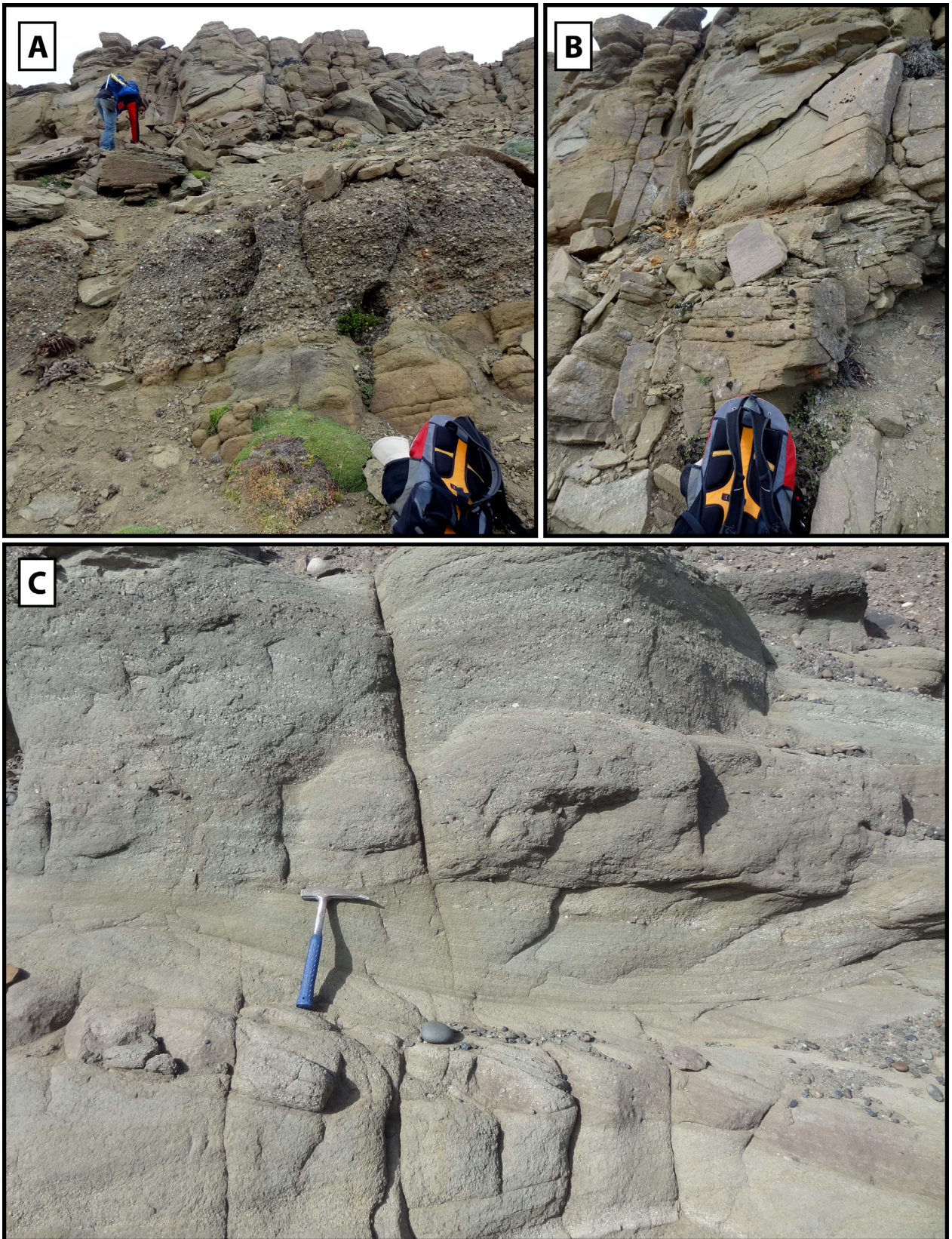


Figura 39: A) Canalizaciones de arenisca conglomerádica y conglomerado B) Estratificación en los niveles arenosos C) areniscas pardo verdosas de grano grueso con estratificación cruzada en artesa.

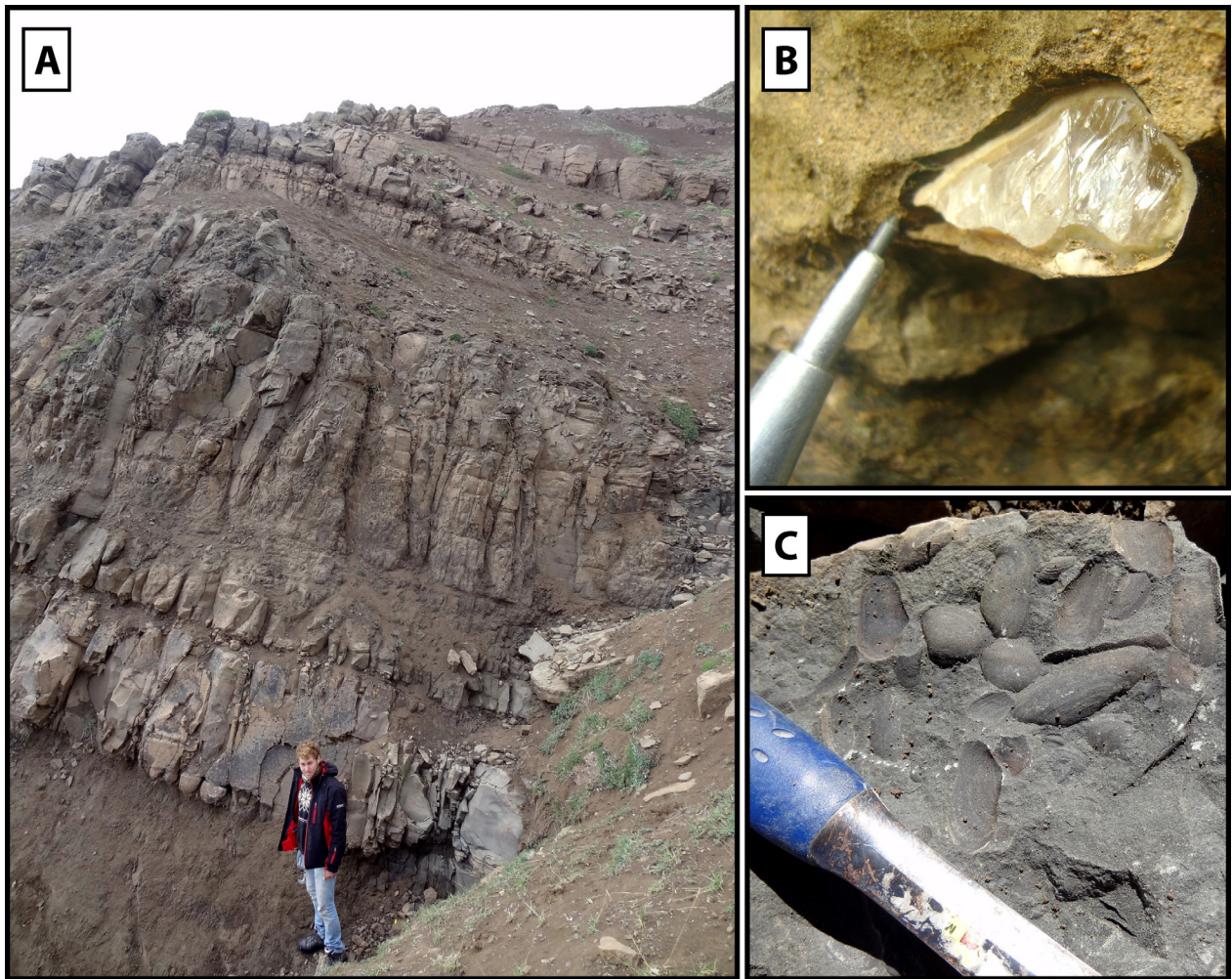


Figura 40: A) Nivel fosilífero de fangolitas sobreyacidas por areniscas B) Geopétalo C) Fangolitas con abundantes moldes de bivalvos.

Entre los 234 m - 241 m (Fig. 41), se observan 4 m de una sucesión granocreciente de areniscas gris verdosas de grano fino a grueso, presenta intercalaciones de lentes centimétricas de arenisca conglomerádica (gravilla) con estratificación cruzada y bivalvos fragmentados en la base, con estratificación cruzada en artesa y concreciones en la parte central. Hacia el techo los lentes se vuelven menos potentes, presentan bivalvos veneroideos (Fig. 42-A) y belemnites (Fig. 42-B). Sobreyacen 3 m de areniscas de grano medio con laminación heterolítica, estratificación cruzada de bajo ángulo, ondulitas (Fig. 42-C), concreciones en la parte inferior e ichnofósiles como *Rhizocoralium* isp. (Fig. 42-D) y un arreglo monoespecífico de *Teichichnus* isp. (Fig. 42-E), hacia la parte superior hay intercalaciones de conglomerados lenticulares tamaño gravilla, bivalvos articulados y bioturbaciones.

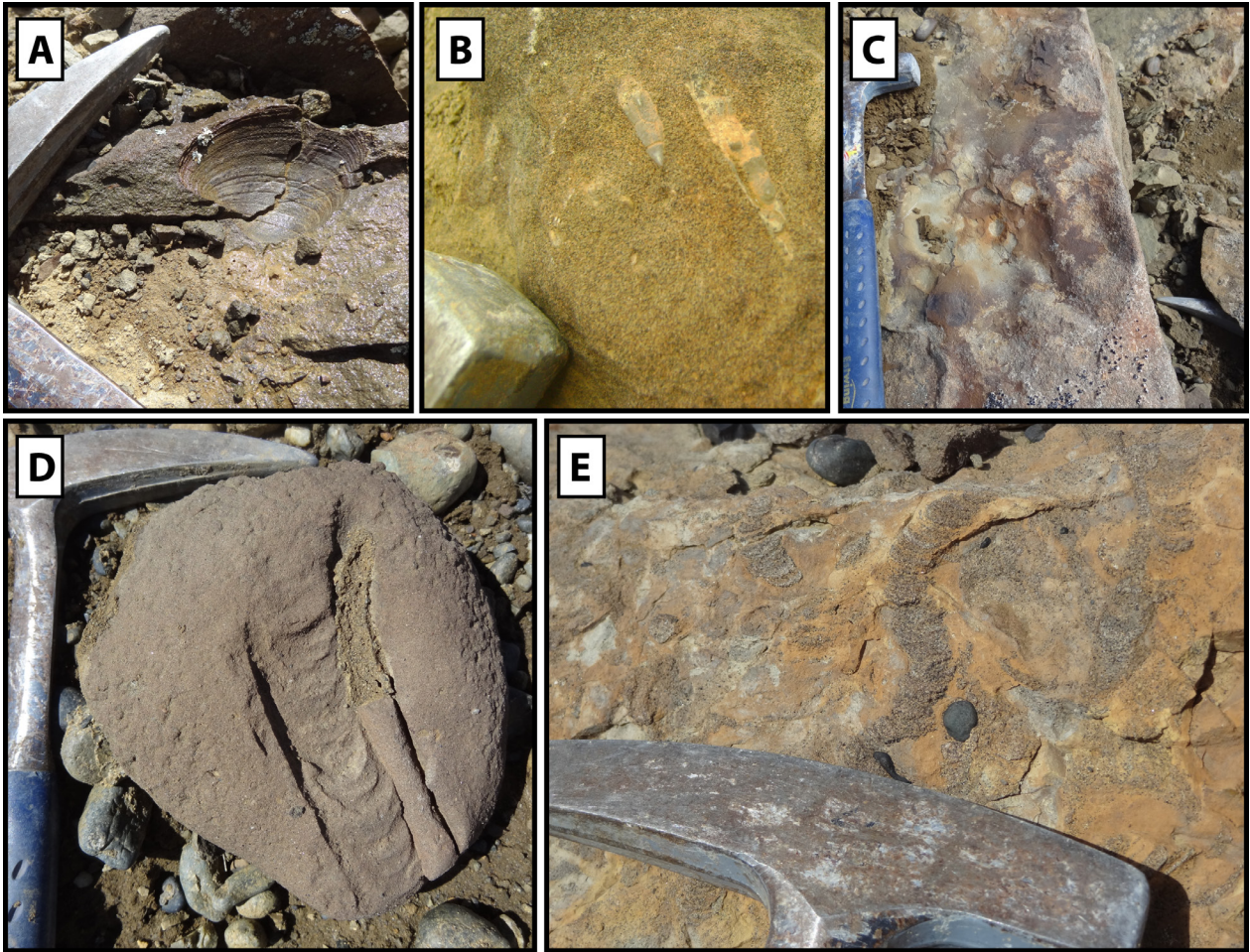


Figura 42: A) Bivalvo veneroideo B) Rostrum de belemnites orientados C) Ondulitas D) *Rhizocorallium* isp. E) Arreglo monoespecífico de *Teichichnus* isp.

Entre los 241 m - 271 m; se observan 15 m de tramo cubierto; estos son sobreyacidos por 1,5 m de areniscas gris verdosas, masivas, de grano grueso con lentes de gravilla hacia el techo; 5 m de tramo cubierto; 2,5 m de areniscas de grano medio de color gris verdoso, con bioturbaciones, estratificación cruzada de bajo ángulo y concreciones en la base, hacia el techo presenta estratificación plana; sobreyacen 6 m de fangolitas parcialmente cubiertas.

Entre los 271 m - 275 m, afloran 2 m de fangolitas grisáceas masivas tamaño arcilla sobreyacidas por 2 m de areniscas finas a medias, con lentes centimétricos de gravilla en la base, con estratificación cruzada de bajo ángulo y lentes centimétricos de carbón en el techo.

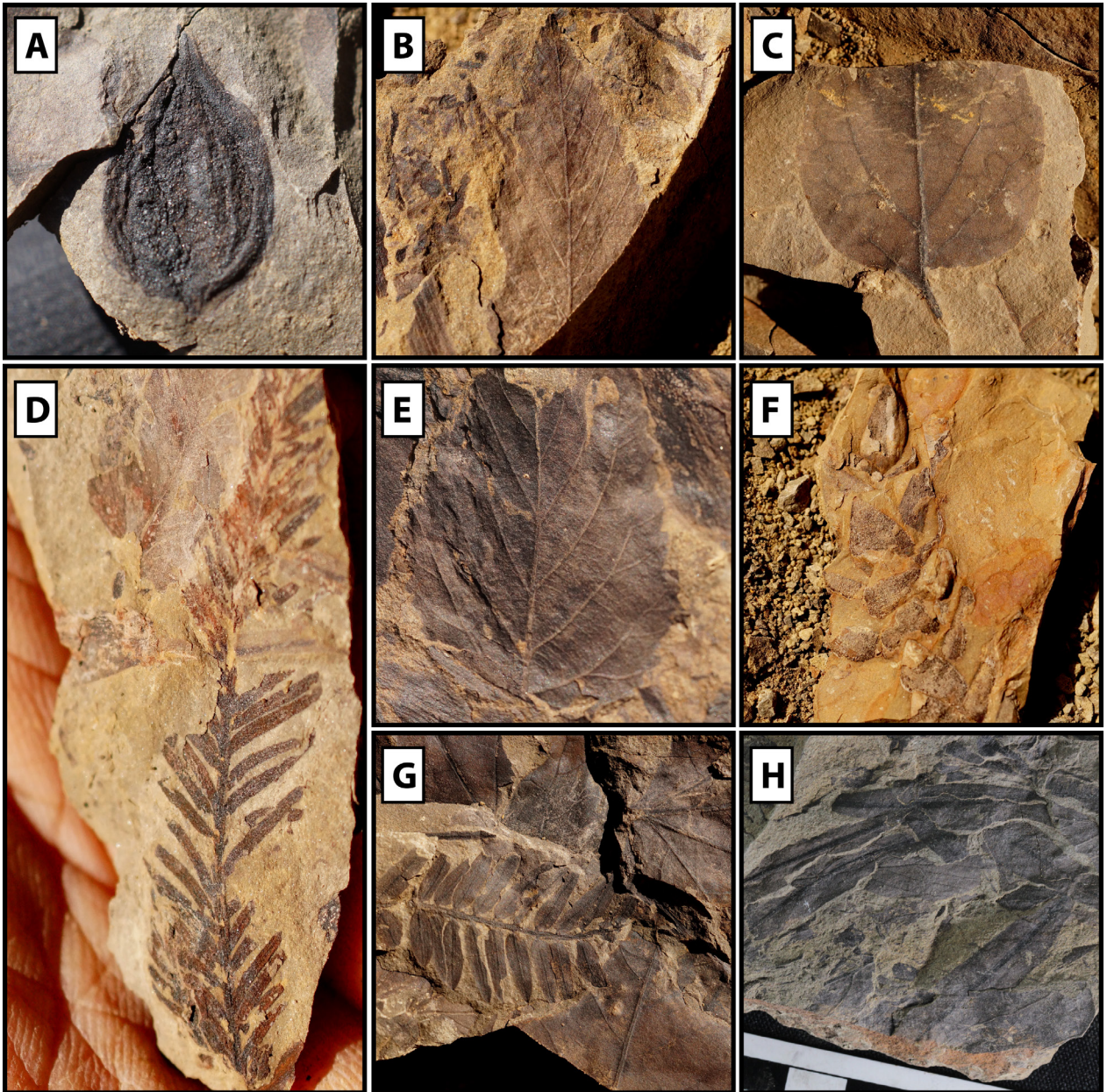


Figura 43: Flora de la sección Colina Hadrosaurio A) Fruto indeterminado B) *Nothofagus* sp. C) Angiosperma indet. D) Podocarpácea indet. E) *Nothofagus* sp. F) Araucariácea G-H) *Taeniopteris* sp.

Entre los 275 m - 278 m; hay expuestos 2 m de fangolitas arenosas con abundante detrito orgánico y lentes de carbón. Este nivel presenta una gran abundancia de improntas foliares y otros elementos vegetales, como frutos (Fig. 43-A). Logran ser distinguidos 3 ensambles distintos: *Taeniopteris* sp. (Fig. 43-G), araucariáceas (Fig. 43-F) y cupresáceas; *Taeniopteris* sp., podocarpáceas (Fig. 43-D) y angiosperma indet.; *Nothofagus* sp. (Figs. 43-B y 43-E), *Taeniopteris* sp. (Fig. 43-H) y angiosperma indet. (Fig. 43-C). Sobreyaciendo hay 1 m de areniscas de grano fino (Fig. 44-B) con lentes de arenisca de grano grueso en la base, presenta estratificación cruzada de bajo ángulo, estratificación plana y concreciones.

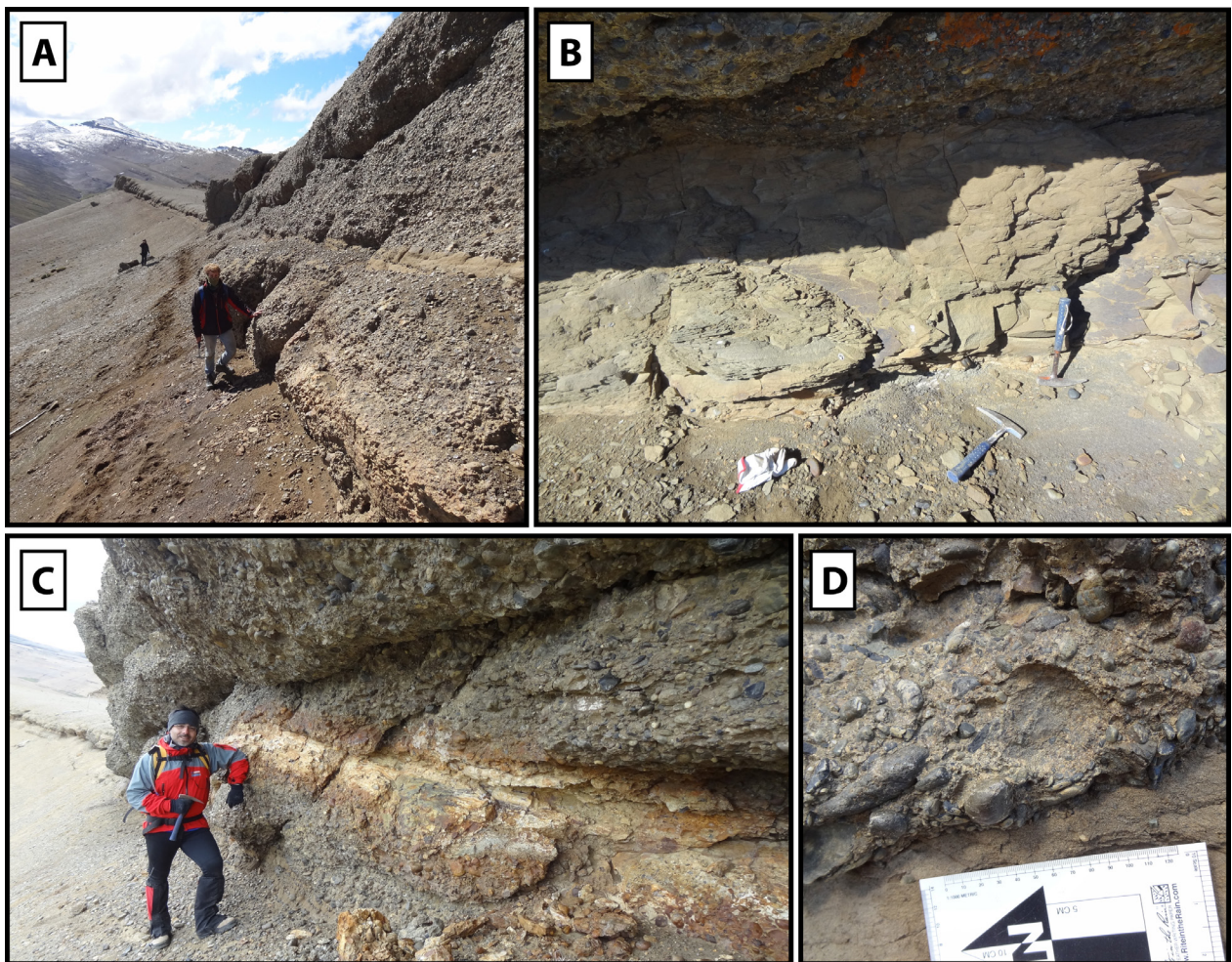


Figura 44: A) Vista general del nivel de fangolitas y arenas con improntas foliares sobreyacido por un canal de conglomerado grueso B-D) Contacto erosivo de la base del conglomerado. C) Tronco contenido en canal conglomerádico.

Entre los 278 m - 281 m; sobre un contacto erosivo, se exponen 3 m de conglomerado polimíctico, masivo, mal seleccionado y con clastos de hasta 20 cm (Fig.44-A y Fig. 44-D), que presenta lentes decimétricos de areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada de bajo ángulo, estos lentes disminuyen su potencia hacia el techo. Hay presencia de fragmentos de madera y troncos de hasta 3 m de longitud (Fig. 44-C).

Entre los 281 m - 283 m; se observa una sucesión granodecreciente compuesta por 0,8 m de areniscas pardas, medias a gruesas y de estructura masiva; 0,7 m de arenisca limosa de grano fino, edafizada, con lentes de arcilla, carbón y una abundante presencia de material óseo, con evidencia de articulación, de hadrosaurios (Figs.45-A, 45-B y 45-C), como costillas, centros vertebrales, dentarios, fémures y fragmentos óseos rodados de saurópodo (Fig.45-D y Fig.45-E); sobreyacen 0,5 m de fangolitas oscuras masivas con detrito orgánico.



Figura 45: A-C) Material óseo encontrado in situ asociado a hadrosaurios. D-E) Material óseo ex situ asociado a saurópodos.

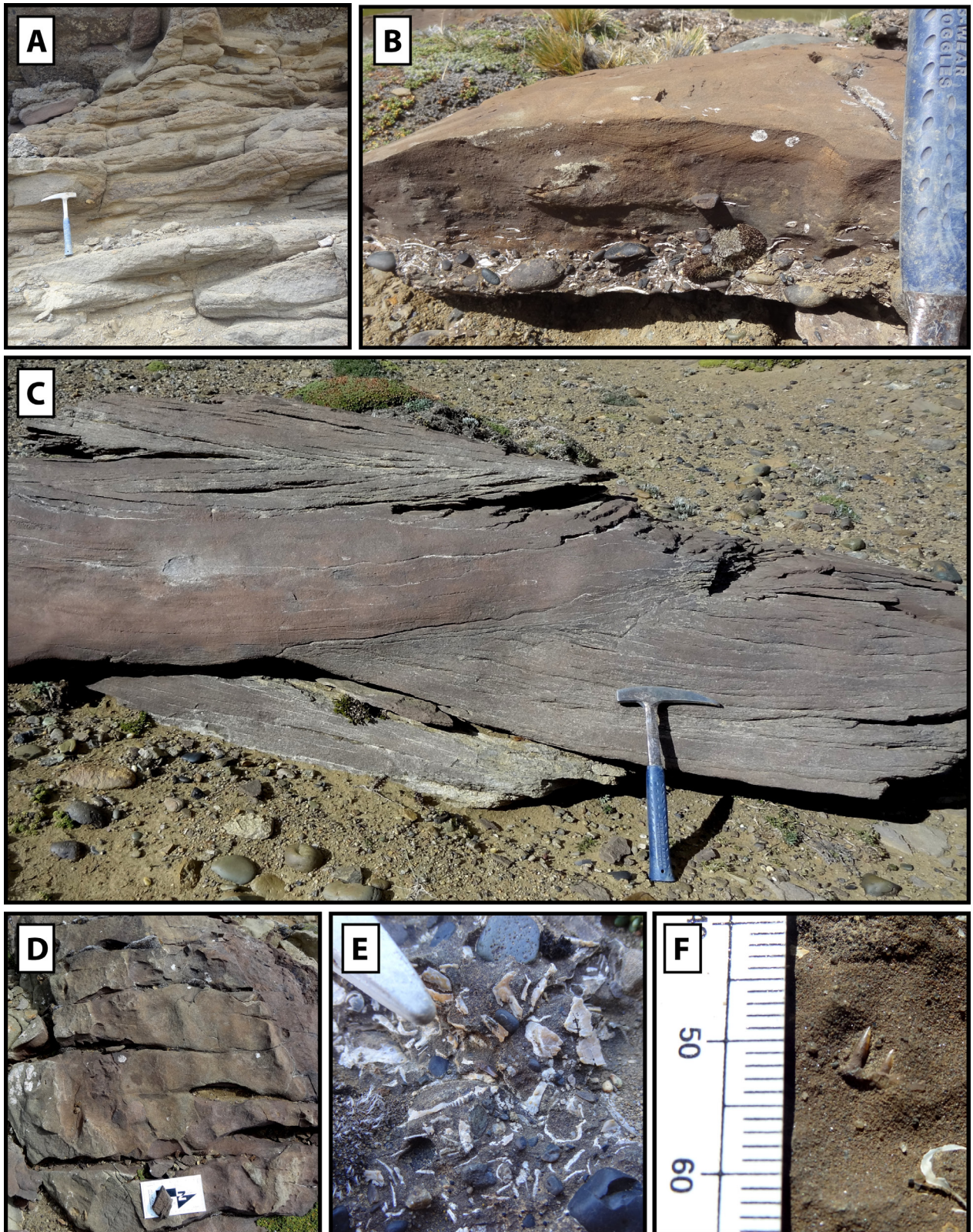


Figura 46: A) Areniscas calcáreas o con estratificación ondulítica B) Lag basal de conchillas y grava que grada a areniscas medias C) Areniscas con estratificación cruzada en artesa D) Arenisca con ondulitas de oleaje E) Fragmentos de conchilla de bivalvos y gastrópodos F) Dientes de pez.

Entre los 283 m - 285 m; se expone una sucesión granocreciente de fangolitas tamaño limo a areniscas de grano medio. Las fangolitas (1 m) son masivas y presentan detrito orgánico, sobreyacen 0,5 m de areniscas calcáreas amarillas de grano fino con estratificación ondulítica (Fig. 46-A) y luego, sobre un contacto erosivo, 0.5 m de areniscas rojizas que presentan un lag basal (Fig.46-B) con clastos tamaño grava y fósiles fragmentados de dientes de pez (Fig. 46-F), bivalvos y gastrópodos (Fig.46-E), este nivel grad a rápidamente de manera normal a areniscas de grano medio con estratificación cruzada, lateralmente presenta estratificación cruzada artesiana (Fig. 46-C) y ondulitas de oleaje (Fig.46-D).

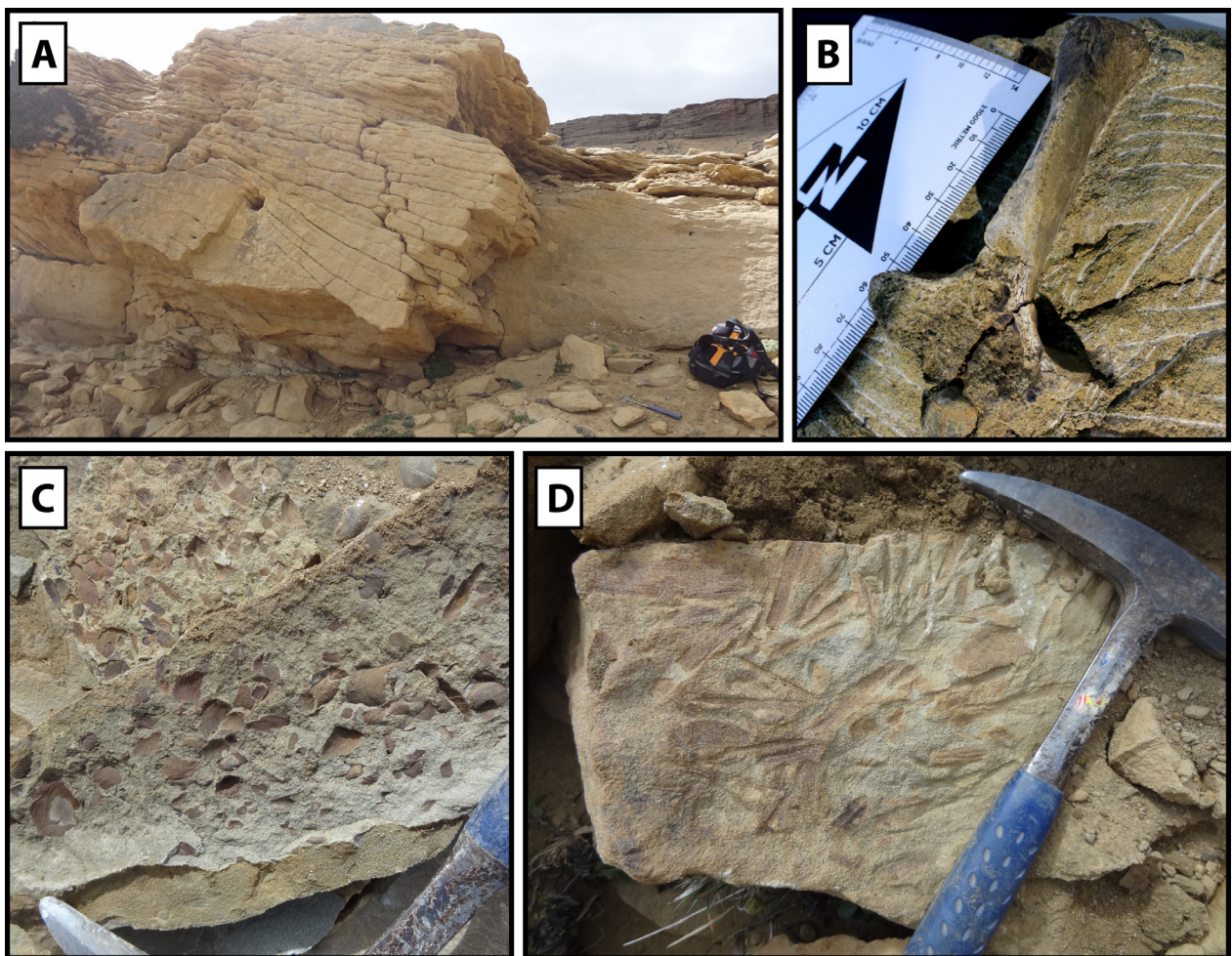


Figura 47: A) Areniscas con estratificación cruzada en artesa B) Fragmento retrabajado de arco neural de plesiosaurio c) Moldes de bivalvos en arenisca D) Impresiones de madera en arenisca.

Entre los 285 m - 292 m; se logra reconocer 5 m fangolitas masivas con detrito orgánico, en el centro hay un nivel de 0,5 m de areniscas finas masivas con bivalvos articulados y estratificación cruzada en artesa; sobreyace 1,5 m de areniscas pardas de grano medio con lentes de detrito orgánico.

Entre los 292 m - 296,5 m; aflora una sucesión de areniscas amarillas de grano grueso, con estratificación cruzada en artesa (Fig.47-A) y lentes decimétricos de conglomerado arenosos tamaño gravilla. Destaca la presencia de impresiones de bivalvos (Fig.47-C), fragmentos de troncos centimétricos (Fig.47-D) y material óseo no articulado de plesiosaurio (Fig.47-B).

Sección Quebrada de las Trazas

Corresponde a la cuarta sección de norte a sur (Fig. 48), tiene una potencia de 102 m, una orientación oeste-este y registra la porción central de la Formación Dorotea, se compone de intercalaciones principalmente de fangolitas y areniscas (Fig. 8, trazo D).

En la base (Fig. 49-A), 8 m compuestos por; 1 m de areniscas de grano fino de geometría tabular, con laminación paralela y lentes de lutita, estos lentes contienen improntas foliares de buen grado de conservación, dicotiledóneas y equisetales, posiblemente asociados a *Menispermities* sp. y *Cochospermities* sp. (com. pers. Marcelo Leppe, Fig. 50) y detrito orgánico; sobreyacen con un contacto erosivo, 3 m de conglomerado con clastos tamaño grava, de estructura masiva con madera silicificada; sobreyacen 2 m de arenisca de grano medio a fino, de estructura masiva y geometría lenticular; por último, 2 m de areniscas medias a finas con gradación normal, posee geometría lenticular y lentes conglomerádicos tamaño grava con clastos imbricados en la base.

Entre los 8 m - 10,5 m, se observan intercalaciones decimétricas de areniscas de grano medio y fino, con estratificación plana, estratificación cruzada de bajo ángulo, acreción lateral y lentes conglomerádicos tamaño gravilla (Fig.49-B).

Entre los 10,5 m - 21 m; afloran 2,5 m de areniscas pardas bioturbadas (IB=3), de grano fino a medio, tabulares y levemente cubiertas, presentan grietas (Fig.51 A-B); sobreyacen 2 m de fangolitas masivas tamaño limo; sobrepuestos, 6 m de areniscas de grano medio, masivas, parcialmente cubiertas con grietas de desecación y trazas horizontales.

Entre los 21 m - 61 m; se observan 16 m fangolitas muy meteorizadas y parcialmente cubiertas; sobreyacen intercalaciones, tabulares y lenticulares, de 1 a 3 m de fangolitas y areniscas de grano medio a grueso. Las fangolitas presentan un alto grado de meteorización, mientras que en las areniscas, las cuales presentan contactos principalmente erosivos sinuosos, se logra reconocer estructuras como estratificación cruzada de bajo ángulo, lami-

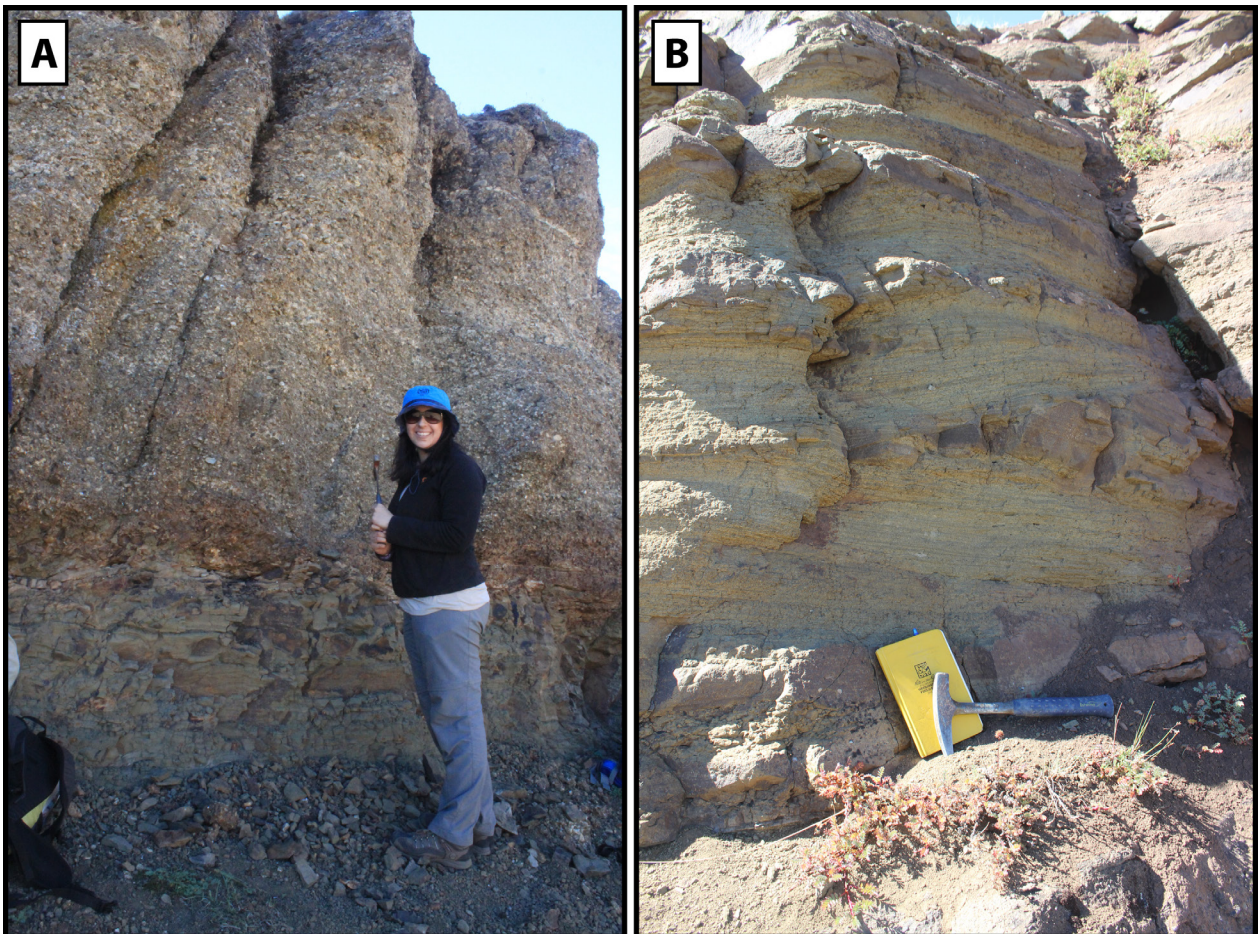


Figura 49: A) Base de la sección Quebrada de las Trazas, fangolitas sobreyacidas erosivamente por lente de conglomerado masivo B) Areniscas conglomerádicas lenticulares con estratificación cruzada de bajo ángulo y acreción lateral.

nación heterolítica, ondulitas de oleaje y concreciones decimétricas. El detrito orgánico es relativamente abundante, también hay presencia de fragmentos de madera silicificada.

Entre los 61 m - 80 m; aflora una sucesión de fangolitas grisáceas, masivas y parcialmente cubiertas con detrito orgánico, hacia el techo ocurren intercalaciones decimétricas de areniscas parduzcas de grano medio, masivas, con estratificación cruzada de bajo ángulo y lentes decimétricos de conglomerado tamaño canto que contienen *Dentallium* sp. (Fig. 51-C) y ostreidos re TRABAJADOS (Fig. 51-D).

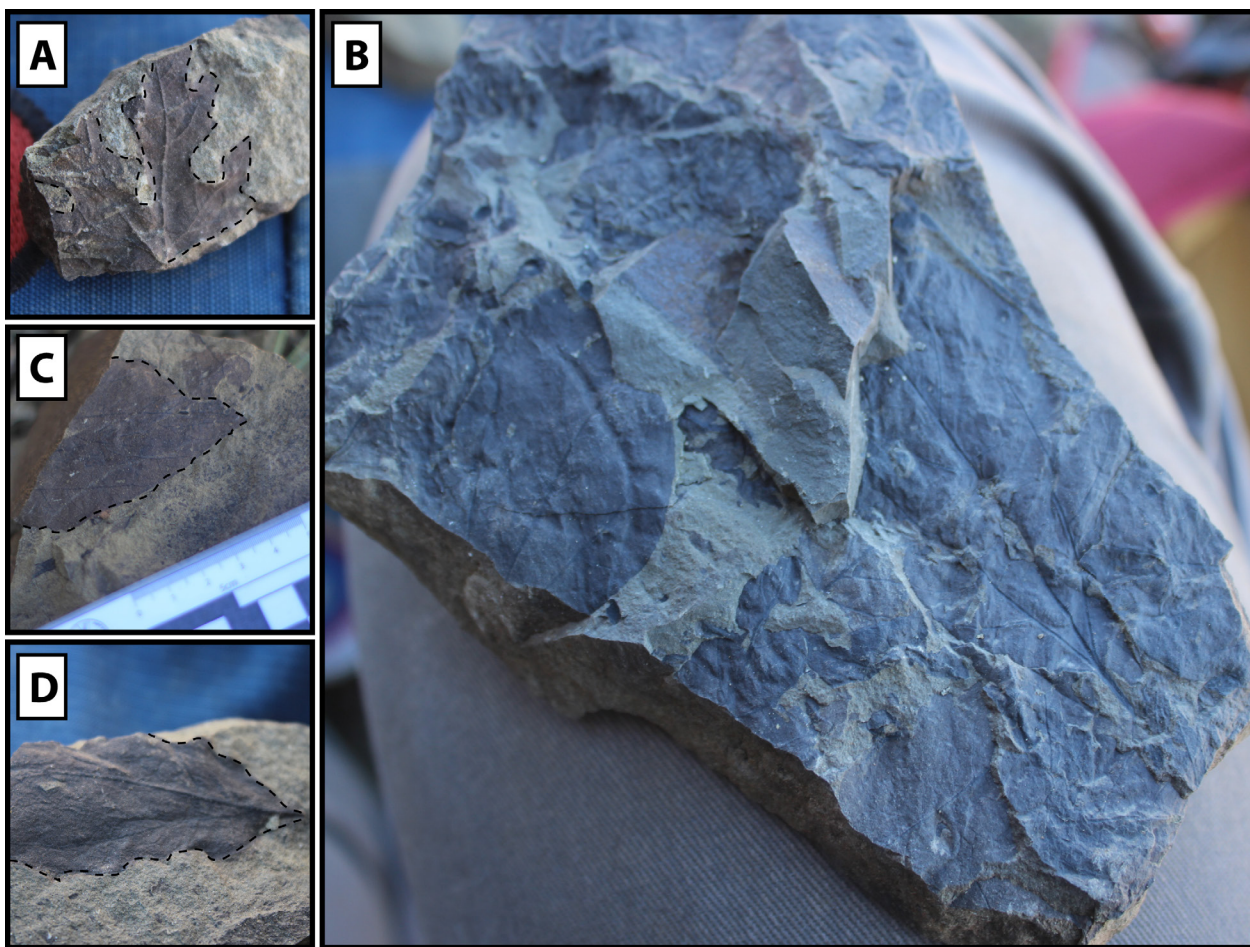


Figura 50: A-D) Angiospermas indet. de la base de la sección Quebrada de las Trazas.

Entre los 80 m - 120 m; se reconocen 10 m de areniscas pardas masivas de grano medio con lentes de conglomerado tamaño canto en el techo, posee imbricación de clastos; sobreyacen 6 m de areniscas masivas bioturbadas de grano fino, con detrito orgánico y lentes de gravilla en la base; 4 m de areniscas de grano medio, bioturbadas, con ondulitas de oleaje (Fig. 52 A-B) y detrito orgánico. En la parte superior de esta sucesión, se reconocen trazas fósiles como *Rhizocorallium* isp., *Psilonichnus* isp. y *Cruziana* isp.

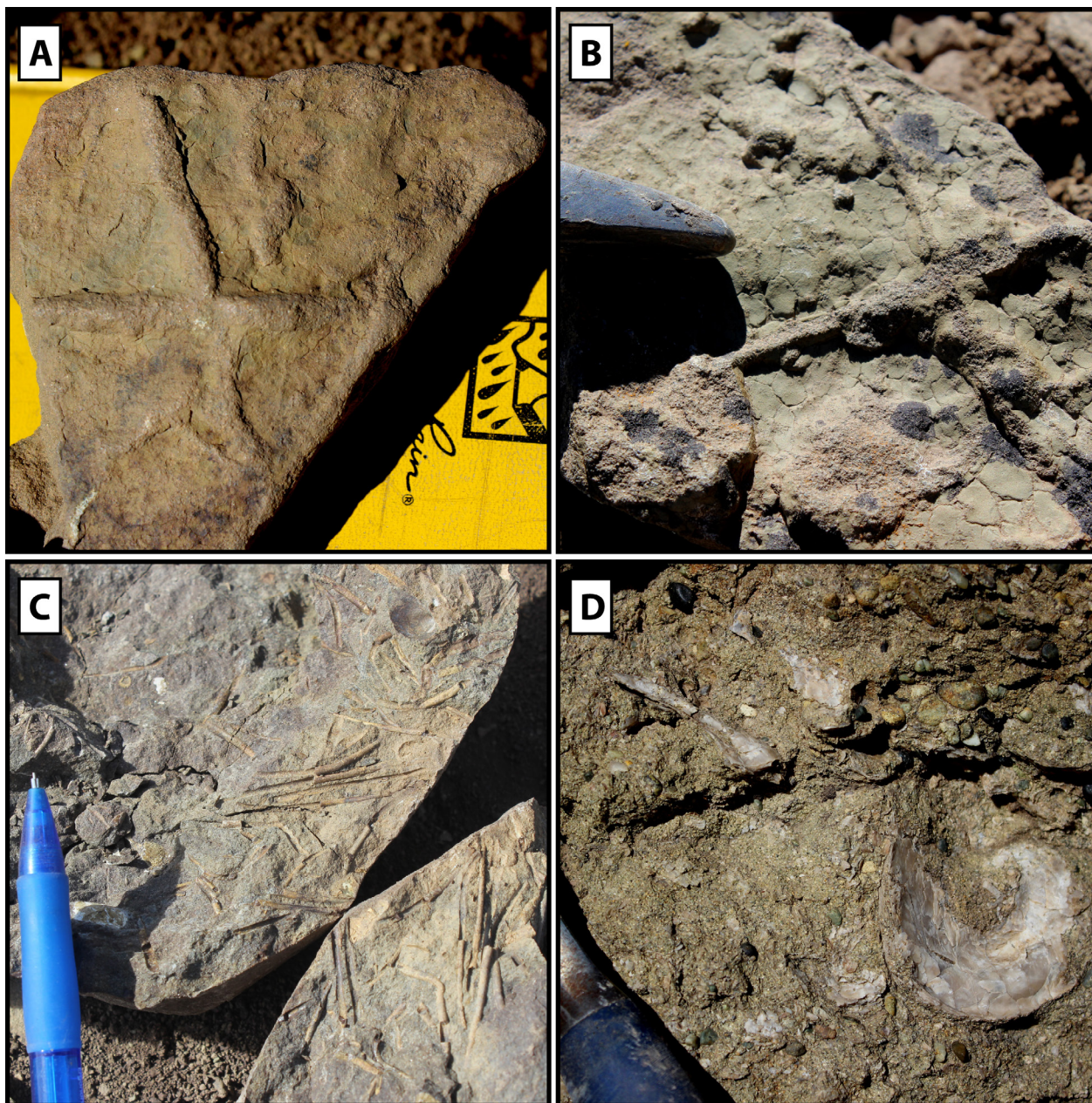


Figura 51: A-B) Grietas en areniscas limosas C) Conchillas retrabajadas de *Dentallium* sp. D) Conchillas retrabajadas de *Ostrea* sp.

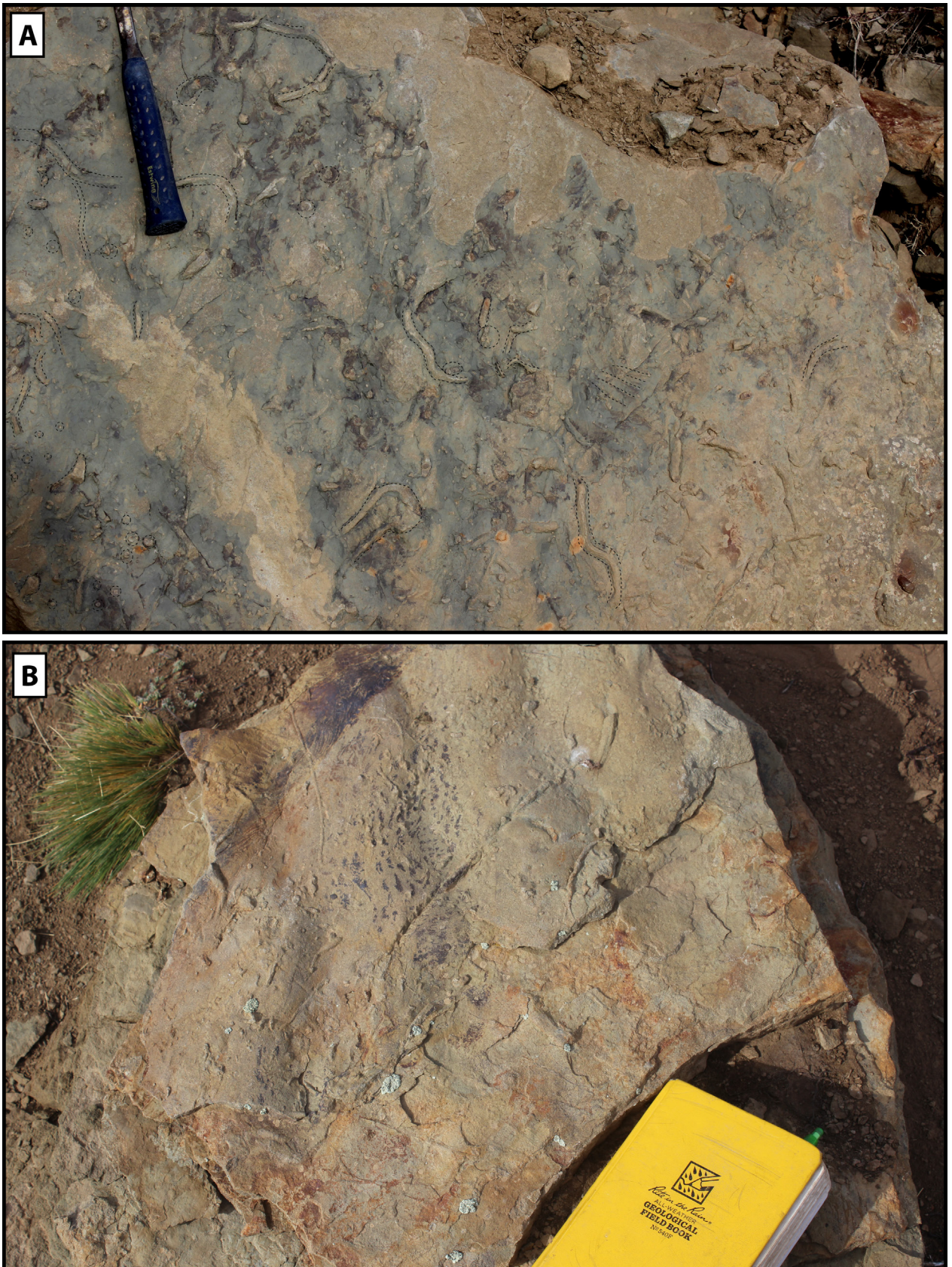


Figura 52: A) Areniscas con ondulitas y *Psilonichnus* isp. B) Areniscas bioturbadas con ondulitas.

Sección Lomas del Titán

La sección Lomas del Titán (Fig. 53), en este trabajo, corresponde a la más austral de las 5 secciones realizadas (Fig. 8, trazo E) y registra parte de la base de la Formación Dorotea. Tiene una potencia total de 231 metros y una orientación O-E, sus afloramientos se encuentran altamente meteorizados y pobremente expuestos. Puede dividirse en dos miembros, uno inferior dominado por fangolitas intercaladas con areniscas (115 m) y uno superior de aproximadamente 30 m, dominado por conglomerados con intercalaciones psamíticas. En cuanto al contenido fosilífero, destaca la presencia de dos niveles con huesos de gran tamaño, asociados a titanosaurios.

Miembro inferior: Sobre una base desconocida, afloran 15 m de fangolitas masivas de geometría tabular, grisáceas, de tamaño arcilla, estas se encuentran parcialmente cubiertas y tienen intercalaciones de 1 m, de areniscas de grano fino a medio con concreciones silíceas en la base.

Entre los 15 m - 68,5 m, se exponen intercalaciones métricas de fangolitas masivas tamaño arcilla, de color grisáceo con un alto grado de meteorización y areniscas gris verdosas de grano fino a medio, masivas, con estratificación cruzada incipiente y concreciones silíceas en la parte central. En las areniscas y fangolitas ubicadas entre los 40 m y 45 m, se han hallado vértebras y costillas de saurópodos; fragmentos óseos de reptiles de pequeño tamaño y placas de tortuga marina (com. pers. Soto-Acuña).

Sobreyacen, entre los 68,5 - 89 m, 0,7 m de fangolitas masivas de color gris y rojizas; 2 m de areniscas pardas masivas de grano medio a grueso; 1 m de fangolitas masivas de color gris; 4,5 m de areniscas pardas de grano fino, masivas y con lentes centimétricos de areniscas de grano grueso en el techo; 2,5 m de fangolitas masivas tamaño arcilla. Sobreyacen 10 m de tramo cubierto.

Entre los 89 m - 111 m, se reconocen intercalaciones métricas de fangolitas grisáceas y rojizas, masivas de tamaño arcilla y limo, muy meteorizadas. En el centro, un nivel de areniscas de grano fino a medio de 1, 2 m de potencia con concreciones silíceas. Hacia el techo,

se registra la presencia de un fémur de saurópodo de 1,8 m de longitud.

Entre los 111 m - 114 m, hay expuesta una sucesión granocreciente de areniscas; 2 metros de areniscas pardo verdosas finas a medias, con estratificación cruzada y clastos de tamaño gravilla en el techo; 0,5 m de areniscas conglomerádicas, la matriz es de arenisca gruesa y los clastos alcanzan tamaño grava; sobreyacen 0,5 m de areniscas de grano medio, con estratificación cruzada y clastos de hasta tamaño gravilla.

Miembro superior: Sobre una base desconocida y luego de 89 m de tramo cubierto, entre los 203 m y 209 m, aflora 1 m de areniscas conglomerádicas parduzcas, con clastos tamaño gravilla y estructura masiva; se sobreponen 4 m de areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada en artesa, lentes centimétricos de arenisca conglomerádica hacia el techo y fragmentos de madera silicificada; sobreyace 1 m de tramo cubierto.

Entre los 209 m - 215 m; sobreyacen 6 metros de conglomerado matriz soportado, polimíctico, de clastos redondeados de hasta 7 cm, granocreciente y con lentes centimétricos de arenisca de grano medio.

Entre los 215 m - 220,5 m, afloran 3 m de arenisca gris verdosa de grano medio con buena selección y estratificación cruzada; sobreyace con un contacto erosivo 2,5 m de conglomerado matriz soportado con matriz de tamaño arena fina, polimíctico, con clastos de hasta 2,5 cm, lentes de areniscas con estratificación cruzada, concreciones silíceas y madera silicificada.

Entre los 220,5 m - 232 m, 1m de arenisca de grano grueso de color pardo con estratificación cruzada en artesa. Sobreyaciendo discordantemente, 8 m de conglomerado tamaño gravilla, matriz soportado, polimíctico y de estructura masiva; 0,5 m de arenisca gris verdosa de grano fino con laminación paralela, bien seleccionada y con detrito orgánico; 2m de arenisca de grano medio a grueso de color pardo, mal seleccionada, con lentes de conglomerado tamaño gravilla en la base y estratificación cruzada incipiente.

Petrografía y procedencia sedimentaria

Se entiende por procedencia de un depósito detrítico, el origen o la fuente de la que este procede, incluyendo todos los factores que han contribuido a su formación. La naturaleza del área fuente es el factor principal que define las características texturales y composicionales del sedimento detrítico. Otros factores, como el relieve, el clima y el tipo de transporte sufrido hasta su depósito en la cuenca de sedimentación, modulan la señal principal de la litología del área fuente del sedimento (Arche y Millares, 2010).

La importancia de entender los diferentes procesos que intervienen en la formación de los sedimentos y en su transporte, así como conocer su proveniencia, posibilitan la reconstrucción de los paleoambientes y sus correlaciones, lo que entrega evidencias claves para el conocimiento de la evolución geológica de una región en particular y su evolución paleogeográfica en un contexto global (Castillo, 2008).

Petrografía

La composición petrográfica reúne la información textural y mineralógica de los distintos elementos que integran la roca, por ende antes de cada análisis de procedencia es necesario definir cada uno de los granos y sus clases (Arche y Millares, 2010). Debido a lo dicho anteriormente, previo al conteo modal, fueron realizadas 17 descripciones de corte transparente para areniscas de diversas unidades de la Formación Dorotea, el detalle de las descripciones se presenta a continuación.

Muestra A1: Arenisca pardo grisácea, arcósica, de grano medio a muy fino, clastosoportada, selección intermedia, forma alargada a esférica de los granos, con clastos angulosos a subangulosos de cuarzo monocristalino (28%), cuarzo policristalino (11%), feldespatos (25%), biotita (1%) y un 15% de fragmentos líticos carbonáticos y volcánicos (Fig. 54-A). Los silicatos ferromagnesianos (<1%) presentan una coloración levemente verdosa debido a cloritización. El cemento es silíceo (equidimensional) y carbonático (menisco y druso) en menor medida, con contacto suturado.

Muestra A3-A: Arenisca arcósica de color verdoso, de grano medio a fino, cloritizada, el grado de selección es bajo, clastos angulosos a subangulosos, esfericidad media, contactos puntuales y alargados, baja madurez (Fig. 54-B). Está compuesta de plagioclasa (21%), feldespato potásico (18%), líticos en su mayoría volcánicos (22%) y cuarzo (6%), con cemento carbonático druso y silíceo. Posee cemento carbonático y silíceo, el primero del tipo micrítico y el segundo druso.

Muestra A3-B: Arenisca de color verdoso, de grano medio a muy fino, clastosoportada, selección media, clastos angulosos principalmente, esfericidad media a baja y madurez intermedia a baja (Fig. 54-C). Compuesta principalmente de plagioclasa (11%) y feldespatos (26%), el cuarzo se presenta en un porcentaje 18% y es en su mayoría monocristalino. Los clastos son angulosos a subangulosos y de esfericidad baja. El cemento es carbonático en menisco, microestalactítico y circumgranular, con contactos tangenciales y planos. Posee vetillas de 0,01 mm rellenas de carbonatos.

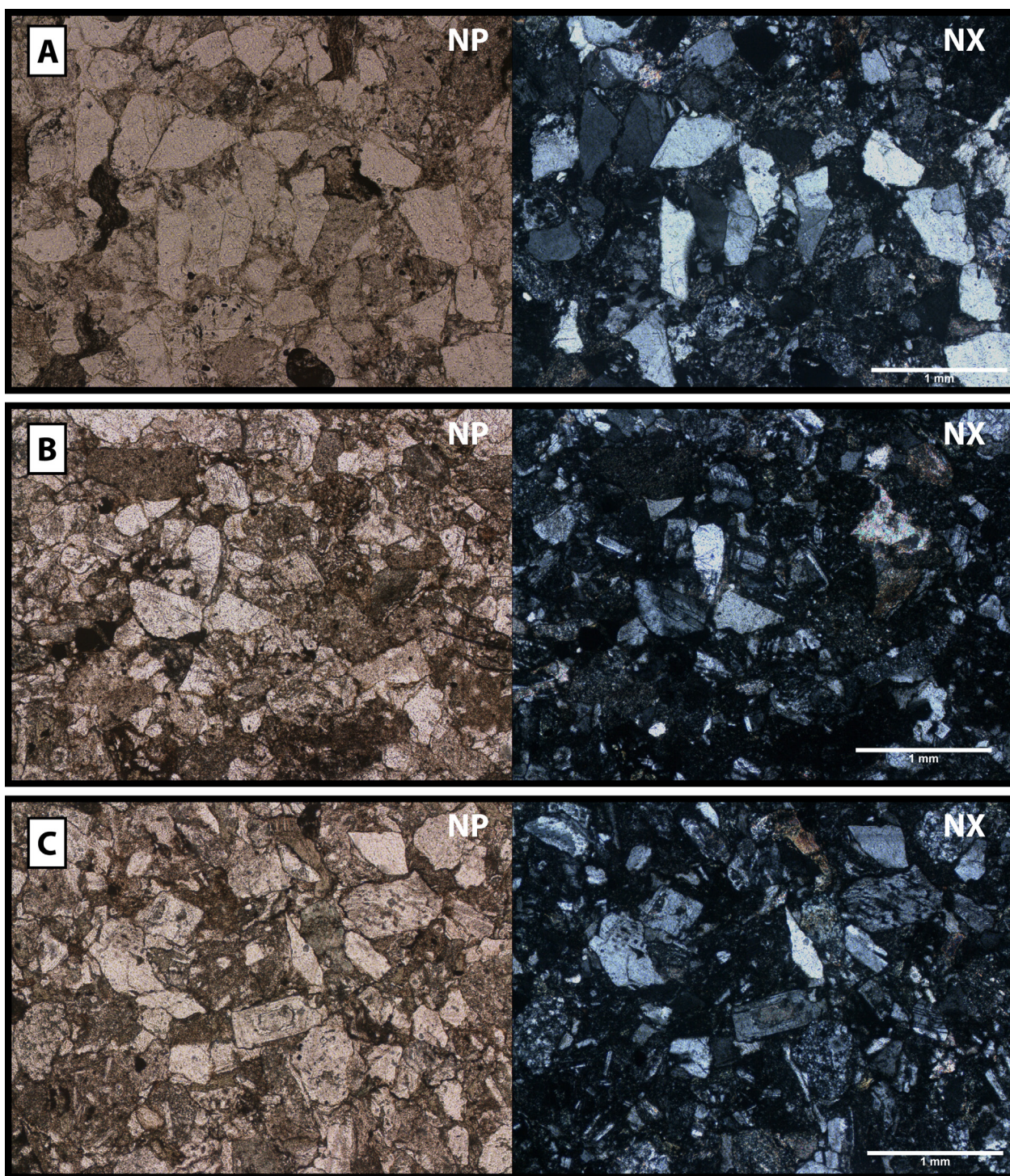


Figura 54: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra A1-B) Muestra A3-A C) Muestra A3-B

Muestra A6: Arenisca de grano medio a grueso, clastosoportada, de selección intermedia, los granos son angulosos, de esfericidad variable y de baja madurez (Fig. 55-A). Se compone principalmente de plagioclasas (11%) y feldespato (41%), los fragmentos líticos son mayoritariamente volcánicos (7%). Se observan cristales de epidota en la matriz, el cemento es del tipo acicular y menisco, de color verdoso, probablemente de calcedonia y en menos sectores de carbonato (esparítico). Se logra identificar algunos fragmentos angulosos de piroxeno y fragmentos redondeados de pedernal (<1%).

Muestra A8-2: Arenisca limosa, de color gris verdoso, con granos tamaño arena fina a muy fina, clastosoportada, selección intermedia, bajo redondeamiento, esfericidad media y madurez intermedia (Fig. 55-B). Compuesta principalmente de granos de feldespato (27%), plagioclasa (6%) y micas (11%). El cemento es glauconítico del tipo acicular y en menisco, con contactos planos.

Muestra B2-A: Arenisca glauconítica, calcárea, tamaño de grano de arena media a muy gruesa, selección intermedia a mala, clastos redondeados a subangulosos, esfericidad variable, contactos puntuales y madurez textural intermedia a alta (Fig. 56-A). Compuesta de fragmentos líticos volcánicos (22%), líticos sedimentarios psamíticos (9%), cuarzo policristalino (2%) y monocristalino (11%), plagioclasa (8%) y una alta presencia de aloquemos (10%), entre estos se observan fragmentos de bivalvos, algas, peloides, briozoos y ostreoides.

Muestra B2-B: Arenisca glauconítica de grano medio a grueso, selección intermedia a mala, clastos subangulosos de esfericidad intermedia, contacto puntual entre clastos, madurez intermedia a baja (Fig. 56-B). Compuesta principalmente de feldespato potásico (17%), plagioclasa (9%), cuarzo (15%), líticos volcánicos (12%) y sedimentarios (12%). El cemento es silíceo y glauconítico, acicular y rodeando algunos clastos, también se reconoce óxido de hierro. Presenta vetillas milimétricas rellenas de sílice amorfo.

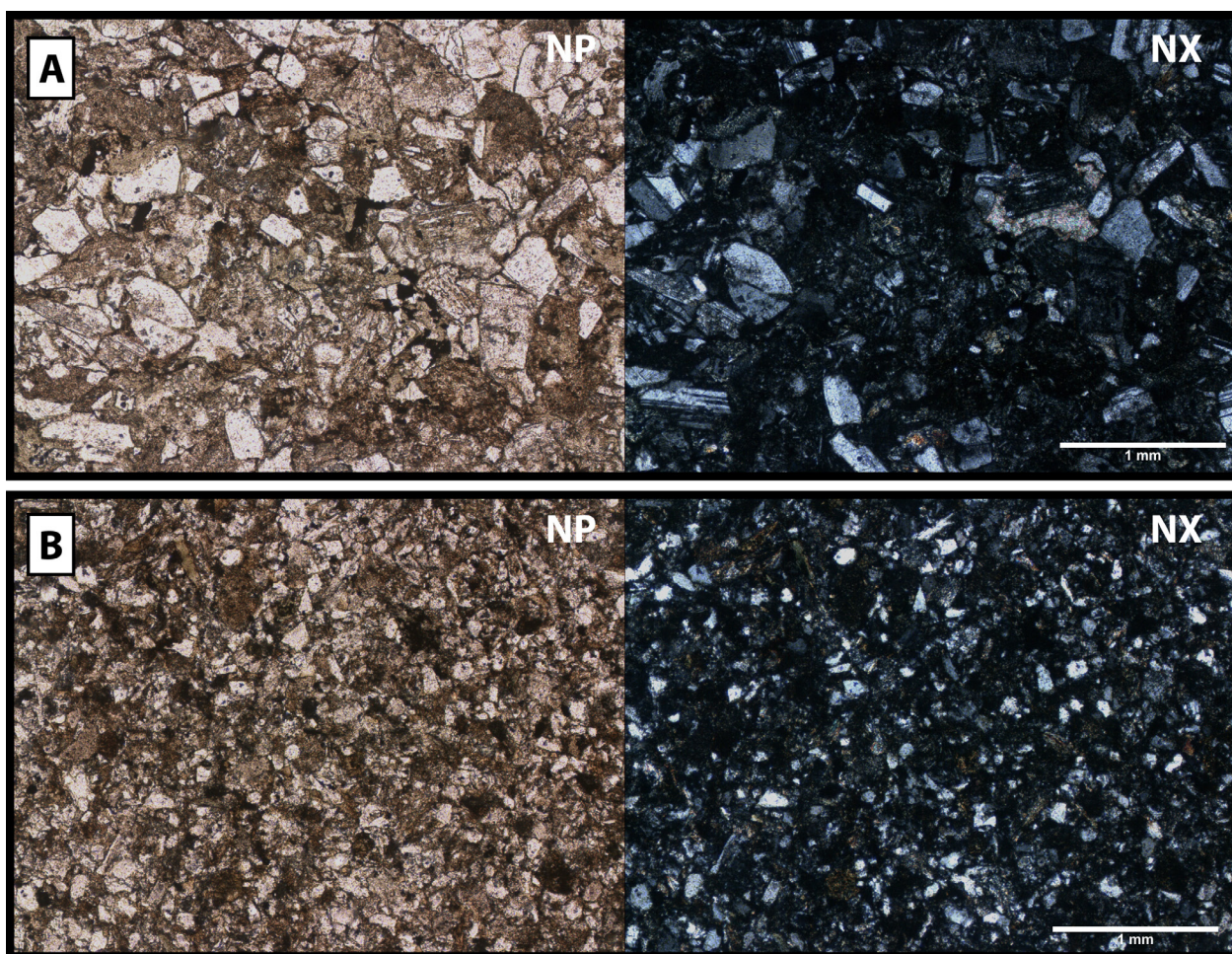


Figura 55: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra A-6 B) Muestra A8-2.

Muestra B2-C: Arenisca verdosa de grano medio, clastosoportada, selección intermedia a buena, con redondeamiento y esfericidad variados, madurez intermedia a baja y contacto entre granos predominantemente plano (Fig.56-C). Compuesta principalmente por feldespato potásico (15%), plagioclasa (13%), líticos volcánicos (25%) de matriz vítrea y cuarzo monocristalino (14%). El cemento es glauconítico y silíceo, del tipo circumgranular y menisco. Se observa también un bajo porcentaje de piroxenos y nódulos opacos posiblemente de piritita y biotita.

Muestra C1: Arenisca litica de grano medio, clastosoportada, selección intermedia a buena, clastos angulosos a subredondeados y de baja esfericidad con contacto puntual, la madurez es intermedia a baja (Fig. 57-A). Compuesta principalmente de líticos volcánicos de matriz vítrea (26%), plagioclasa (15%), feldespato potásico (13%), cuarzo monocristalino (9%) y líticos sedimentarios (5%). El cemento es silíceo y glauconítico del tipo acicular y circumgranular. Presenta bajo porcentaje de mica blanca y de epidota, esta última posiblemente altera a máficos.

Muestra C3: Arenisca parda de grano medio a fino, de selección intermedia a baja, clastos angulosos a subangulosos y esféricos a irregulares, los contactos entre granos son planos y puntuales, la madurez es baja (Fig. 57-B). Destaca un alto porcentaje de líticos volcánicos (18%), también presenta feldespato potásico (12%), plagioclasa (13%), cuarzo monocristalino (13%), líticos sedimentarios muy irregulares (10%) y máficos alterados. El cemento es silíceo de tono rojizo y calcáreo en menor medida, del tipo aguja, columnar y pseudoesparítico, los contactos son planos.

Muestra CY: Arenisca de grano medio a grueso, clastosoportada, de selección intermedia a buena, clastos subangulosos a subredondeados, esfericidad intermedia, contactos puntuales y madurez intermedia (Fig. 57-C). Compuesta de feldespato potásico (15%), plagioclasa (14%), líticos volcánicos (22%), cuarzo monocristalino (10%) y policristalino (5%), en menor porcentaje presenta piroxeno (<1%) de baja estructuralidad, líticos sedimentarios (5%) y biotita (1%). La composición del cemento es silíceo y óxidos de hierro, del tipo menisco, prismático y aguja, con contacto puntual y plano.

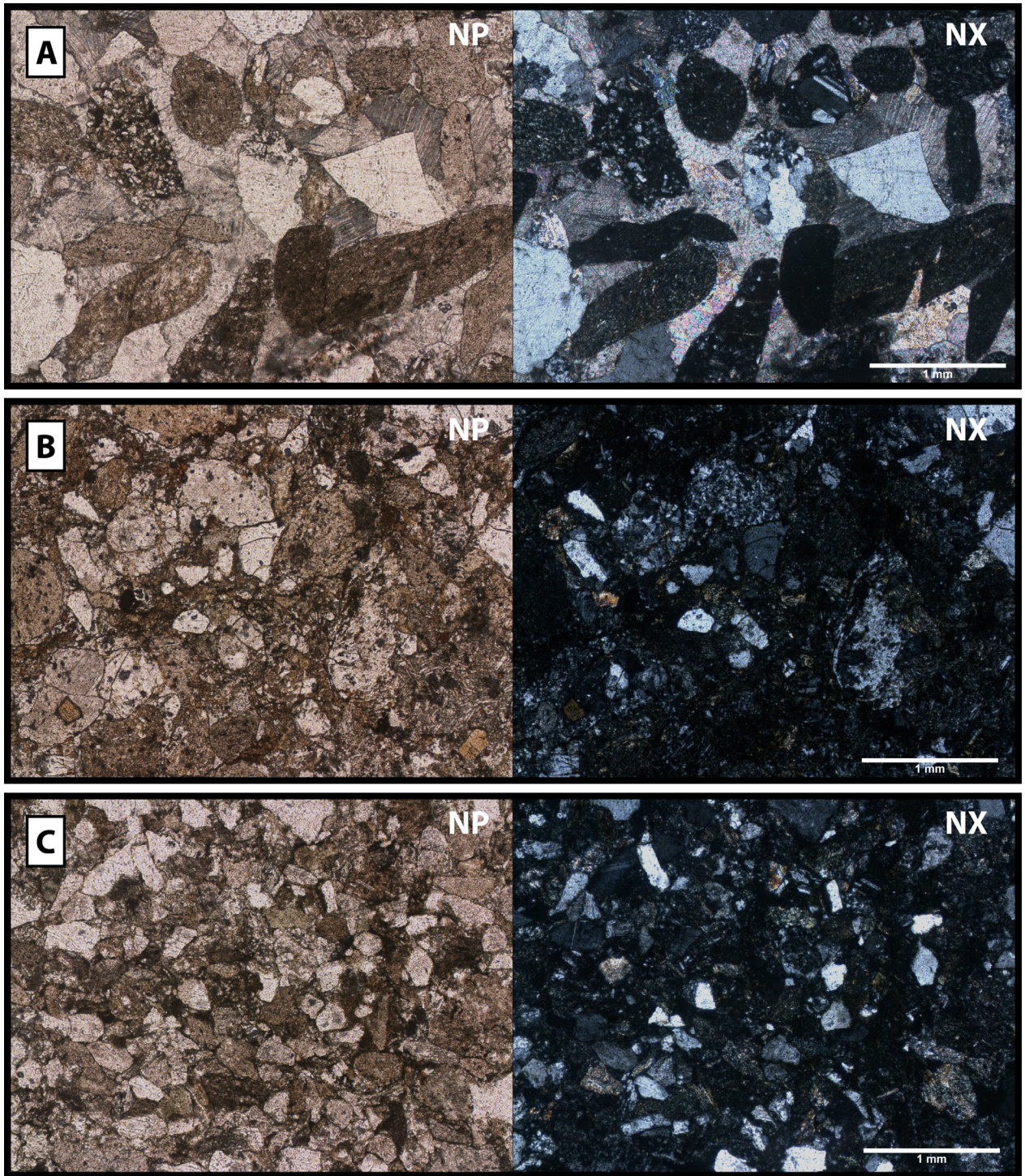


Figura 56: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra B2-A B) Muestra B2-B C) Muestra B2-C.

Muestra E4: Arenisca arcósica, parduzca, de grano fino, clastosoportada, de selección intermedia, clastos angulosos a subangulosos, esfericidad baja a media, contactos entre granos planares y puntuales, madurez intermedia (Fig. 58-A). Compuesta de plagioclasa (23%), líticos volcánicos (20%), feldespato potásico (19%), cuarzo monocristalino (6%), líticos sedimentarios (5%) y micas (3%). El cemento es silíceo en forma de menisco y micrítico en menor medida. Se identifica leve argilización de los feldespatos.

Muestra E5: Arenisca calcárea gris verdosa, de grano grueso a muy grueso, clastosoportada, de baja selección, clastos redondeados a subredondeados, esfericidad intermedia, contacto entre granos principalmente puntual (Fig. 58-B). Compuesta de líticos volcánicos de una gran variedad de tamaños (30%), aloquemos (10%), cuarzo policristalino (7%), líticos sedimentarios (7%) y feldespatos (7%). El cemento es esparítico y circumgranular. Los aloquemos corresponden a valvas de ostreoides y fragmentos de briozoos. Dentro de los líticos volcánicos se observan microlitos de plagioclasa y piroxenos de pequeño tamaño.

Muestra SP1N: Arenisca gris verdosa, de grano medio, selección buena, clastosoportada, clastos angulosos a subangulosos, esfericidad intermedia a baja, contacto puntual entre granos. Compuesta de feldespato potásico (18%), líticos volcánicos (17%), plagioclasa (15%) y cuarzo (7%). El cemento es silíceo y carbonático en menor medida del tipo menisco. Presenta fragmentos de piroxenos (2%).

Muestra SP3: Arenisca calcárea gris verdosa, de grano medio, selección buena, clastosoportada, clastos angulosos a subangulosos, esfericidad intermedia a baja, contacto puntual entre granos. Compuesta de feldespato potásico (16%), plagioclasa (13%), líticos volcánicos (10%), cuarzo (7%) y líticos sedimentarios (6%). Cemento alcáreo del tipo menisco y pseudoesparítico. Presenta fragmentos de piroxenos y epidota (<1%).

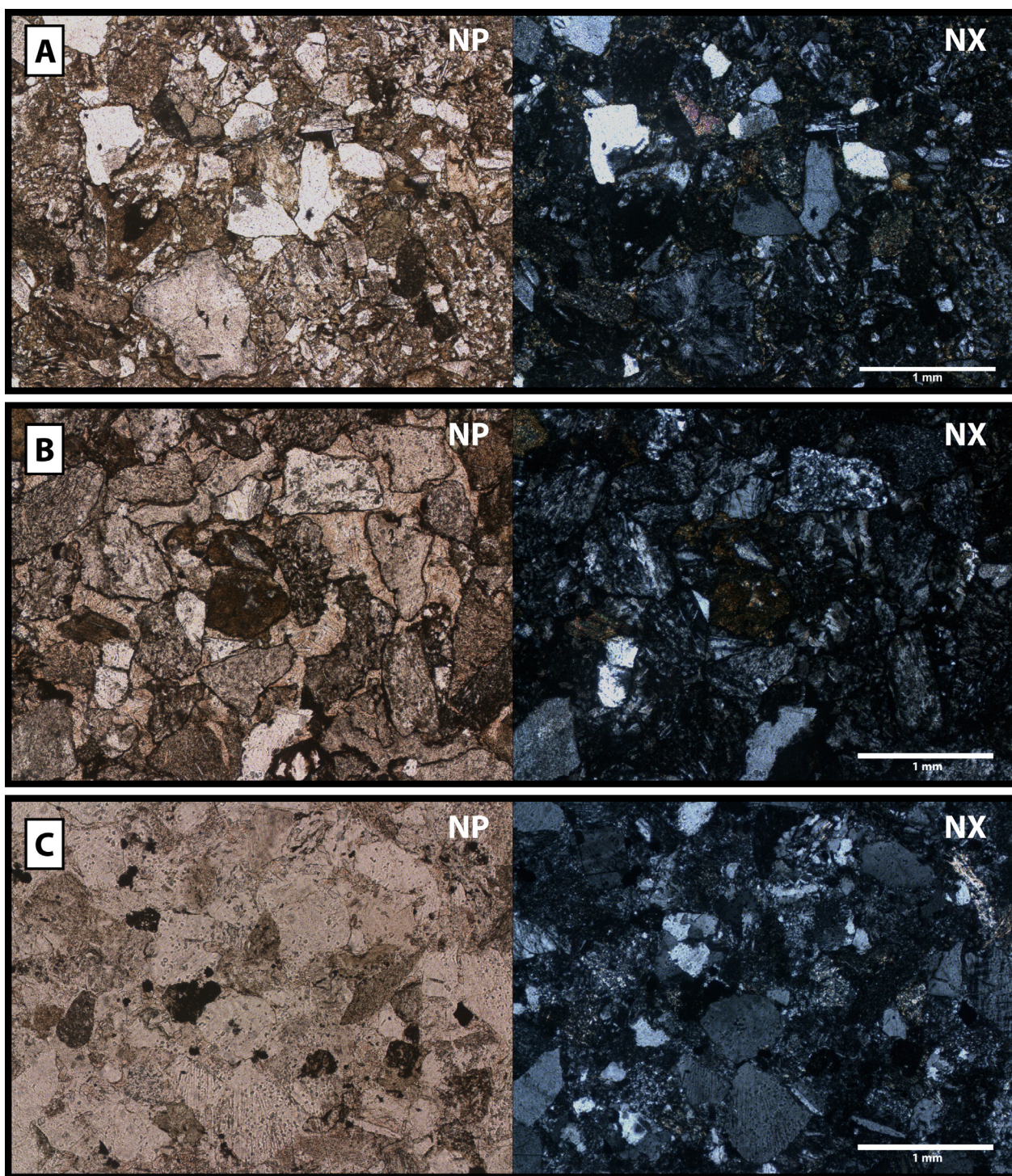


Figura 57: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra C1 B) Muestra C3 C) Muestra CY.

Muestra SPC1: Arenisca verdosa de grano grueso, selección intermedia, clastosoportada, clastos subangulosos y de esfericidad intermedia a buena, madurez intermedia, contacto entre granos principalmente puntual. Se compone de líticos volcánicos (17%), feldespato potásico (16%), cuarzo policristalino (12%), líticos sedimentarios (9%), plagioclasa (8%) y cuarzo monocristalino (6%). El cemento es glauconítico y calcáreo subordinado, del tipo menisco. Los líticos volcánicos alcanzan tamaños de hasta 0,5 cm.

Muestra ZHA1A: Arenisca anaranjada, meteorizada, de grano medio, mala selección, clastosoportada, clastos subredondeados a subangulosos, esfericidad buena a intermedia, contacto puntual entre granos. Su composición es de líticos volcánicos (18%), feldespato potásico (17%), plagioclasa (13%), cuarzo (6%) y líticos sedimentarios (4%). El cemento es principalmente de óxidos de hierro, es importante destacar que sobre este nivel hubo desarrollo de edafización.

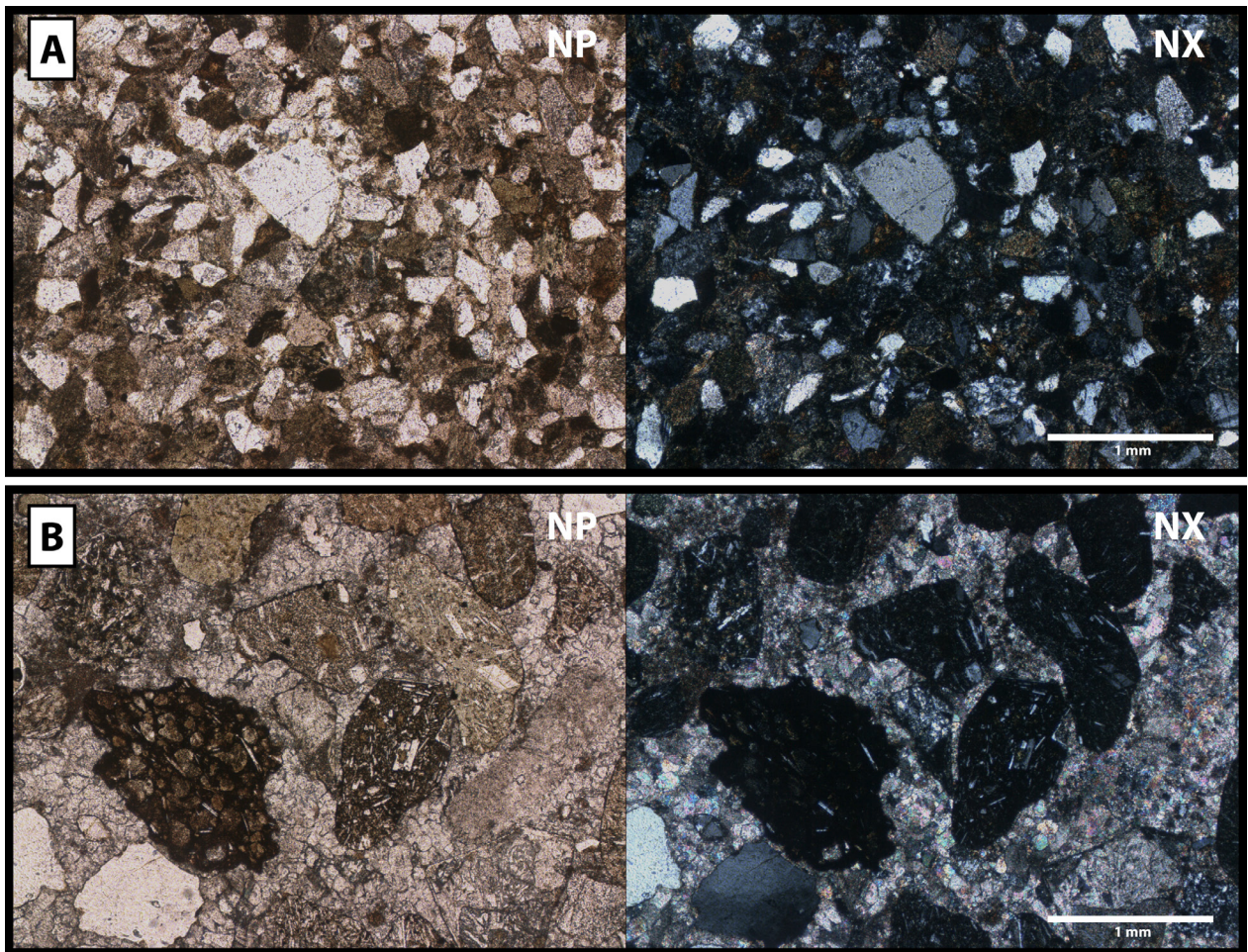


Figura 58: Fotomicrografías de los cortes transparentes A) Muestra E-4 B) Muestra E-5.

Conteo modal

Se seleccionaron 17 muestras de varios puntos de las columnas estratigráficas realizadas en la Formación Dorotea, estas presentan un bajo grado de meteorización, un contenido de matriz apropiado (Ingersoll et al., 1984) y granos tamaño arena. Los puntos contados son 400 por muestra. Los resultados se pueden ver resumidos en la Tabla 1.

Muestra	Q	F	L	Qm	F	Lt
A1	48,8	32,3	18,9	35,0	32,3	32,7
A3-A	8,2	51,8	40,0	5,3	51,8	42,9
A3-B	29,6	56,9	13,4	19,2	56,9	23,8
A6	0,5	87,8	11,7	0,0	87,8	12,2
A8-2	13,4	81,8	4,8	13,4	81,8	4,8
B2-A	22,1	24,9	53,0	18,8	24,9	56,3
B2-B	23,0	39,0	38,0	15,0	39,0	46,0
B2-C	21,0	39,7	39,2	19,6	39,7	40,6
C1	14,7	40,3	45,0	12,8	40,3	46,9
C3	21,3	37,2	41,5	18,4	37,2	44,4
CY	20,6	41,6	37,9	13,5	41,6	44,9
E4	9,4	56,7	33,9	7,6	56,7	35,7
E5	18,2	13,2	68,6	5,8	13,2	81,0
SP1-N	11,6	54,7	33,7	5,0	54,7	40,3
SP3	12,7	55,4	31,9	8,9	55,4	35,7
SPC-1	26,4	35,6	38,0	9,1	35,6	55,3
ZHA-1-A	10,4	51,4	38,2	4,6	51,4	43,9

Tabla 1: Porcentajes de composición de los cortes petrográficos analizados, Q: Cuarzo total, F: Feldspatos, L: Fragmentos líticos, Qm: Cuarzo monocristalino, Lt: Fragmentos líticos totales.

En el diagrama Q-F-L (Fig. 59), las areniscas de la Formación Dorotea se proyectan mayoritariamente en el campo de arco transicional. Pocas muestras se salen de esta tendencia, como lo son A1 y A3B que se situan en el campo de arco disectado o A6 y A8-2 en el campo del basamento alzado.

De manera similar, en el diagrama Qm-F-Lt, las areniscas también se concentran en el campo de arco transicional, exceptuándose las muestras, A6 y A8-2 situadas en el campo de basamento alzado; A1 en arco disectado y E5 que se ubica en el área de arco no disectado (Fig. 59).

A las areniscas a las cuales se les realizó el análisis de procedencia sedimentaria, se les puede asignar entonces una proveniencia de arco transicional, esto con acuerdo con los trabajos anteriores llevados a cabo por Fildani et al. (2008) para las formaciones Tres Pasos y Dorotea (cuyos conteos también se encuentran representados en la Figura 59).

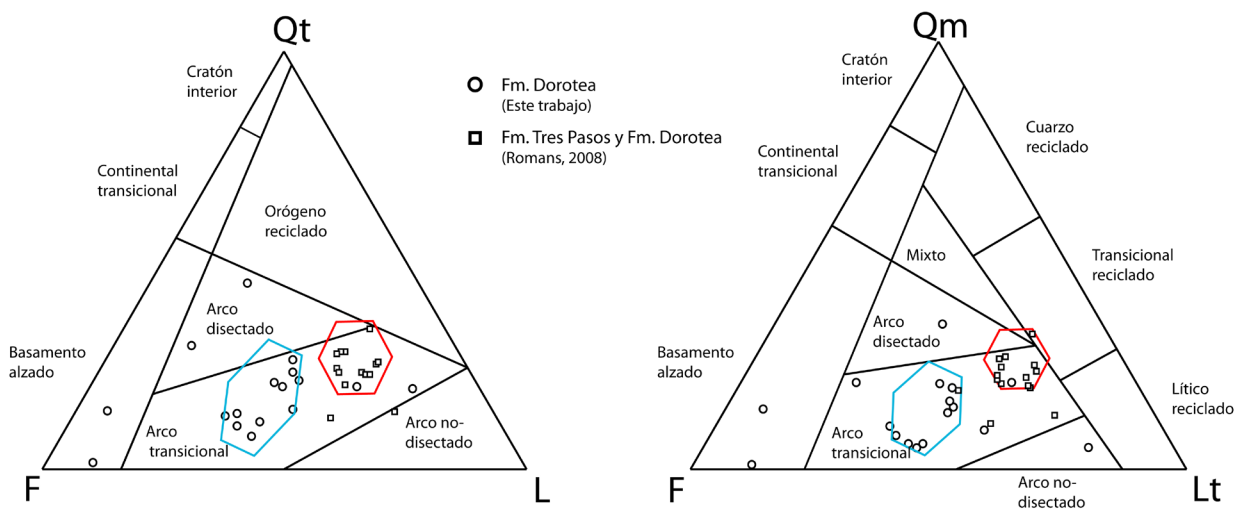


Figura 59: Diagramas de procedencia sedimentaria de las areniscas de la Formación Dorotea.

Análisis e interpretación de facies

En este trabajo de tesis se utiliza el término facies, según la definición establecida por Selley (1970) como un conjunto de rocas sedimentarias que puede ser definido y separado de otros por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles.

Los distintos niveles analizados en terreno fueron agrupados en 15 facies, a las cuales les fue asignada una breve interpretación sobre el tipo de proceso deposicional involucrado (Tabla 2). Para simplificar el estudio, posterior a la definición de facies, estas fueron agrupadas en 8 asociaciones de facies (ej. AF1), según características litológicas y correlaciones entre estratos. Debido a la repetición y leves diferencias entre las asociaciones de una misma clase, estas fueron subdivididas y se les asignó letras (ej. AF1-A).

Las asociaciones de facies permitieron una interpretación sedimentológica de subambiente y posteriormente, con la sucesión de asociaciones de facies, una interpretación paleoambiental, basándose en los trabajos de Collinson et al. (2006), Olariu & Bhattacharya (2006), Covault (2009), Bauer (2012) y Schwartz y Graham (2014).

	Facies	Textura	Gradación	Selección	Potencia	Estructuras	Contacto basal	Geometría del estrato
F1	Areniscas finas y fangolitas masivas	Ar-Af	Np	Buena a moderada	30-300 cm	Masivas	Gradacional o nítido	Tabular
F2	Areniscas finas y fangolitas estratificadas	Ar-Af	Np	Buena a moderada	20-800 cm	Laminación plana, estratificación cruzada planar	Gradacional o nítido	Tabular
F3	Areniscas y fangos de laminación heterolítica	Lm-Am	Np	Buena a moderada	50-200 cm	Laminación heterolítica, estratificación cruzada planar y ondulitas de oleaje	Gradacional o nítido	Tabular
F4	Areniscas bioturbadas	Am-Amg	Np	Intermedia a buena	50-250 cm	Masivas, estratificación cruzada de bajo ángulo, laminación heterolítica y ondulitas	Nítido o erosivo	Tabular
F5	Areniscas de gradación normal	Am-Ag	Normal	Moderada a baja	50-450 cm	Estratificación plana Estratificación cruzada de bajo ángulo	Gradacional o erosivo	Tabular
F6	Areniscas con estratificación plana	Am-Amg	Np	Moderada	20-550 cm	Masivas, estratificación plana, estratificación cruzada planar y ondulitas	Erosivo, nítido o gradacional	Tabular o lenticular
F7	Areniscas con estratificación cruzada en artesa	Am-Ag	Ausente o normal	Moderada	20-300 cm	Estratificación cruzada en artesa, planar y espiga	Nítido	Tabular o lenticular
F8	Areniscas de estratificación plana y gradación inversa	Af-Ag	Inversa	Moderada	70-2000 cm	Masivas, estratificación plana, estratificación cruzada planar, ondulitas.	Nítido	Tabular
F9	Areniscas de estratificación cruzada en artesa y gradación inversa	Am-Cf	Inversa	Buena a moderada	250 cm	Estratificación plana, estratificación cruzada en artesa	Nítido o erosivo sinuoso	Tabular o lenticular (>20 m)
F10	Conglomerado matriz soportado	Cf-Cg	Ausente o normal	Moderada a baja	20-500 cm	Masivo, clastos imbricados	Erosivo o gradacional	Lenticular o tabular de poca extensión
F11	Conglomerado con estratificación cruzada en artesa	Cg	Normal	Baja	200 cm	Estratificación cruzada en artesa	Erosivo	Lenticular
F12	Conglomerado de estratificación cruzada planar	Cf-Cg	Normal o ausente	Moderada a baja	50-300 cm	Estratificación cruzada planar, clasto o matriz soportado	Gradacional, nítido o erosivo	Lenticular o tabular de poca extensión
F13	Conglomerado clasto soportado de gradación inversa	Cm-Cg	Inversa	Moderada a baja	50-60 cm	Masivo	Erosivo	Lenticular o tabular de poca extensión
F14	Conglomerado clasto soportado masivo	Cf-Cg	Np	Moderada a baja	100-450 cm	Masivo	Erosivo	Lenticular
F15	Arenisca bioclástica	Am-Ag	Normal	Moderada a baja	50-80 cm	Normal	Erosivo	Tabular

Tabla 2: Facies identificadas en el área de estudio, basado en Bauer (2012). Continúa en la siguiente página.

Facies	Accesorios litológicos	Fósiles	Trazas fósiles	BI	Tamaño y abundancia de trazas	Interpretación
F1	Detrito orgánico improntas foliares	Poca abundancia de bivalvos y gastropodos	<i>Sko, Ch, Pl</i>	0-2	Centimétricas, poco frecuentes	Flujos gravitacionales de baja densidad y depósitos de suspensión
F2	Detrito orgánico fragmentos de madera	Poca abundancia de bivalvos y gastropodos	<i>Sko</i>	0-1	Centimétricas, poco frecuentes	Flujos gravitacionales de baja densidad y depósitos de suspensión
F3	Detrito orgánico, improntas de troncos, concreciones	Bivalvos	<i>(?)</i>	0-4	Centimétricas, abundancia media	Depósito retrabajado biogénicamente en un ambiente de alto stress, depósitos de tracción y flujos unidireccionales
F4	Detrito orgánico, lentes pelíticas y fragmentos de madera	<i>Np</i>	<i>Cy, Thered, Thal</i>	0-5	Centimétricas, abundancia a media	Depósito retrabajado biogénicamente en un ambiente de alto stress, depósitos de tracción y flujos unidireccionales
F5	Lentes de conglomerado, improntas de troncos y concreciones	<i>Np</i>	<i>Np</i>	0	<i>Np</i>	Depósitos de flujos gravitacionales de alta a baja densidad
F6	Detrito orgánico, lentes de carbón, improntas de troncos	Bivalvos	<i>Rhi o Dip</i>	0-2	Centimétricas, baja abundancia	Depósitos de tracción, flujos unidireccionales, migración de dunas
F7	Lentes conglomerádicos, detrito orgánico, improntas de tronco	Ausentes o baja presencia de material fragmentario	<i>Np</i>	0	<i>Np</i>	Depósitos de tracción, flujos unidireccionales, evidencia de influencia fluvial, migración de dunas
F8	Gránulos imbricados, improntas de madera, detrito orgánico	Bivalvos	<i>?</i>	0-2	Centimétricas, muy poco abundantes	Depósitos de tracción de flujos unidireccionales, suspensión intermitente, migración de dunas
F9	Concreciones imbricadas, lentes de fangolita	<i>Np</i>	<i>Np</i>	0	<i>Np</i>	Depósitos de tracción de flujos unidireccionales de baja a alta densidad
F10	Improntas de troncos, lentes de arenisca	Bivalvos, briozoos y dientes de tiburón retrabajados	<i>Np</i>	0	<i>Np</i>	Depósitos de flujos hiperconcentrados de alta energía
F11	<i>Np</i>	<i>Np</i>	<i>Np</i>	0	<i>Np</i>	Depósitos unidireccionales de alta energía, evidencia de influencia fluvial
F12	Detrito orgánico, lentes de arenisca	Bivalvos, briozoos y cnidarios retrabajados	<i>Np</i>	0	<i>Np</i>	Depósitos unidireccionales de alta energía, evidencia de influencia fluvial y erosión de niveles marinos
F13	<i>Np</i>	<i>Np</i>	<i>Np</i>	0	<i>Np</i>	Depósito de flujo de alta energía o de flujo de baja energía que pasa de flujo laminar a turbulento
F14	Detrito orgánico	<i>Np</i>	<i>Np</i>	0	<i>Np</i>	Depósito pseudoplástico de baja energía, depositado desde flujos densos, laminares o turbulentos// High density, noncohesive debris flows transitional to hyperconcentrated flows
F15	Lag basal de gravas tamaño canto y estratificación cruzada ondulítica	Bivalvos, gastropodos y dientes de tiburón muy fragmentados	<i>fu, Pl</i>	0-2	No mayores a 5 cm, abundancia media	Depósitos subacuáticos de alta energía y retrabajo de oleaje.

Asociación de Facies 1 (AF1): Fangolitas principalmente masivas con intercalaciones decimétricas de areniscas

Descripción

Corresponde a una sucesión, sin una aparente gradación, de fangolitas tamaño limo y arcilla, con intercalaciones arenosas de grano fino a medio y espesor decimétrico. La potencia de esta asociación va de 18 a 40 m, siendo mayor en la columna Lomas del Titán (AF1-B). La asociación AF1 se conforma de las facies F1 y F2 principalmente (con F6 y F8 en menor medida). Esta asociación puede ser identificada en niveles próximos a la base de la Formación Dorotea, en las secciones Riachuelo del Bitumen y Lomas del Titán. Es equivalente a la asociación de facies LA1 de Covault (2009) y FA1 de Schwartz y Graham (2014).

La geometría de los estratos de fangolita es principalmente tabular y los niveles psamíticos varían de lenticulares a tabulares. Los contactos son en general planos, las fangolitas son masivas a lutitas y las areniscas presentan estratificación cruzada de bajo ángulo o estratificación plana. El contenido de detrito orgánico en esta asociación es abundante en AF1-A, llegando incluso a presentar niveles de lutita bituminosa de 1 a 2 metros de espesor, mientras que en la asociación AF1-C, no se observó detrito orgánico.

El contenido fosilífero es en su mayoría de origen marino, fueron hallados en los estratos arenosos de AF1-A moldes de *Trigonia* sp. y *Turritella* sp. (Figs. 13-C y 13-D). En AF1-C fue hallado un gran fémur de titanosaurio. La presencia de trazas fósiles es escasa en esta asociación de facies (IB=0-1).

Procesos deposicionales y paleoambiente

Los potentes niveles masivos de fangolitas indicarían una locación distante de la costa en donde primarían los depósitos de suspensión hemipelágicos y de corrientes de turbidez de baja densidad (Lowe, 1982; Stow & Piper, 1984). La escasez de trazas fósiles indicaría que sería un ambiente inhóspito para organismos bentónicos, quizá debido a condiciones de estrés como variaciones en la salinidad de las aguas o mucho sedimento disperso por la cercanía a algún sistema fluvial (MacEachern, 2005).

Los estratos de arenas finas a medias podrían señalar flujos turbidíticos intermitentes de baja densidad que depositan sedimentos de grano más grueso (Bouma, 1962). Las trigonias y turritellas, corresponden a una asociación faunal relativamente somera y como se encuentran en los lentes arenosos, lo más probable es que hayan sido retrabajados al igual que el hueso de saurópodo de AF1-C, la carcasa de este último pudo haber flotado unos cuantos kilómetros mar adentro.

La gran presencia de detrito orgánico en AF1-A y la escasez de bioturbaciones sugieren altas tasas de sedimentación (Steel et al., 2008; Bauer, 2012). Lo anterior lleva a interpretar esta asociación principalmente pelítica, como sucedida en un ambiente de baja energía con corrientes de turbidez de poca densidad y relativa proximidad al continente, en márgenes laterales de los canales submareales y lejanías de las barras de desembocadura, como lo podría ser un prodelta (Olariu & Battacharya, 2006).

La ausencia de detrito orgánico en AF1-B podría deberse a que fue depositada algo más lejana a los distributarios, donde la acción del oleaje o corrientes no permite la acumulación de detrito orgánico, asimilándose más a un subambiente costero de *offshore*.

Asociación de Facies (AF2): Intercalaciones agradacionales de areniscas de grano medio y fangolitas masivas

Descripción

Sucesión agradable de potentes niveles métricos (1-8 metros) de areniscas calcáreas de grano fino a medio intercaladas con fangolitas, la asociación posee potencias de 25-75 metros y se compone mayoritariamente de las facies F1, F2, F6 Y F8. Los estratos poseen una geometría lenticular de amplia extensión (>20 m) a tabular y los contactos basales de las areniscas son nítido, nítidos sinuosos o se encuentran cubiertos.

Esta asociación aflora en la columna Riachuelo del bitumen (AF2-A, Fig. 13-A), hacia el techo de la columna Valle de Gwangi (AF2-B y AF2-C, Fig. 33) y en el miembro inferior de la columna Lomas del Titán (AF2-D), en estas dos últimas localidades se encuentra fuerte-

mente meteorizada. La mayor extensión vertical ocurre en el miembro basal de la columna Lomas del Titán en donde alcanza 75 m de potencia.

Se reconoce en las areniscas estructuras como estratificación cruzada de bajo ángulo de pequeña a mediana escala y estratificación plana, las fangolitas son en general masivas y hay lutitas en menor medida. El detrito orgánico es muy abundante en AF2-A, llegando incluso a formar niveles bituminosos, también se encuentra presente hacia la parte superior de AF2-B, en donde es posible encontrar improntas fragmentadas.

Las asociaciones AF2-B a AF2-D son ricas en fósiles de vertebrados (marinos y terrestres) e invertebrados. En AF2-B fueron documentadas vértebras de Teleostei indet., material asociado a Plesiosauria indet. y Polycotilidae indet., también fueron hallados huesos retrabajados de hadrosaurio, además se registró un nivel de areniscas calcáreas con Aphorridae indet. (Fig. 31), Gastropoda indet., y ostreideos como *Ambigostrea* sp. y *Turkostrea* sp. (Fig. 30), AF2-C presenta fragmentos de crustáceos y dientes de tiburón mientras que en AF2-D, destaca la presencia de grandes vértebras de Titanosaurio y placas de tortuga marina.

El registro de trazas fósiles se acota a trazas verticales en la base de AF2-A y al estrato techo de AF2-C, una arenisca calcárea amarillo-verdosa con trazas verticales espiraladas (Fig.28-B).

Procesos deposicionales y paleoambiente

El carácter calcáreo de las areniscas y pelitas, adicionando el hecho de que los fósiles marinos de vertebrados e invertebrados abundan nos indicarían un ambiente submareal, es más, la presencia de vertebrados terrestres como dinosaurios y buena preservación de improntas foliares, señalan también aporte desde el continente. Los ostreidos podrían señalar aguas salobres, lo que calza con la idea de que esta asociación de facies fue depositada en la zona submareal o intermareal de un delta, o corresponde a un ambiente marino somero.

La tendencia alternante entre areniscas y fangolitas de esta asociación de facies, sugiere deposición en un ambiente con variables niveles de energía, las lutitas pueden resultar de

la depositación de material fino en suspensión mientras que las areniscas de grano fino a medio, con estratificación cruzada, son resultado de estados más energéticos debido a flujos turbulentos de baja densidad como la migración de dunas submarinas (Collinson et al. 2006; Bauer, 2012) o ‘mass wasting processes’ que crean paquetes arenosos locales de acomodación en los márgenes de plataforma o talud (Covault et al., 2009).

La ausencia o escasez de bioturbaciones en las fangolitas es consistente con altos niveles de turbidez en el agua y flujos de fango, lo que podría ir de la mano con el hecho de cercanía a una fuente de aguas salobres (MacEachern et al., 2005; Bauer, 2012). No es reconocible una notoria gradación en la sucesión, pero sí en algunos niveles de gran potencia, como en Sección Loma del Titán, se puede ver una tendencia agradacional.

En el caso peculiar de AF2-A, el alto contenido de detrito orgánico y fragmentos de madera, señalan proximidad al continente y un aporte constante de material. Los contactos nítidos sinuosos son influenciados por el oleaje, por ende los depósitos de esta asociación se encuentran por sobre el nivel base.

La mala preservación y cobertura de las asociaciones AF2-B a AF2-D, dificulta la interpretación de esta asociación de facies, lo más probable es que por la presencia y diversidad de fósiles de reptiles marinos (Fig. 32), corresponda a un ambiente marino somero, siendo también factible una zona entre el prodelta y el frente deltaico.

Asociación de Facies (AF3): Areniscas estratificadas de grano medio a grueso con intercalaciones de fangolitas, areniscas conglomerádicas y conglomerados lenticulares

Descripción

La asociación de facies AF3 se define por sucesiones métricas (heterométricas), de estratos de geometría tabular a lenticular, grano y estratocreciente, compuestos de areniscas con cemento carbonático, de grano medio a grueso, con intercalaciones decimétricas de conglomerados matriz soportados (tamaño grava) y areniscas conglomerádicas. Esta asociación

se compone mayoritariamente de las facies F4, F3, F6, F12 y F15; su potencia varía entre 5 y 25 m.

La asociación AF3 se encuentra expuesta en el sector NW del valle Las Chinas, en la columna Riachuelo del Bitumen (AF3-A, Fig. 14), también se encuentra en los sectores mediales y superiores, de las secciones Valle de Gwangi (Figs. 20-C y 26) y Colina del Hadrosaurio (Figs. 38 y 47).

Las areniscas de AF3 varían entre estratificadas (estratificación cruzada de bajo y alto ángulo) y masivas, la estratificación paralela es observada en una menor medida. Los contactos basales de los estratos son nítidos o nítidos sinuosos. En los estratos de menor tamaño de grano se reconoce laminación heterolítica, cortinas de fango, estratificación cruzada ondulítica y ondulitas de oleaje (Figs. 20 y 21). La asociación AF3-A presenta deformación sinsedimentaria y 'balls and pillows' (Fig. 14), mientras que en AF3-D, AF3-E y AF3-F destaca la presencia de estratificación cruzada artesiana en estratos arenosos (Figs. 39-C y 46-C). En AF3-H, es documentado un abundante registro de ichnofósiles asociados a ondulitas (Fig. 52). El detrito orgánico es de abundancia variable y los fragmentos de madera alcanzan hasta los 15 cm. Las asociaciones AF3-B, AF3-E, AF3-G, AF3-H presentan en sus bases un característico 'lag' basal de fragmentos de conchillas con gradación normal y base erosiva (Figs. 46-B, 46-E, 51-C, 51-D).

El contenido fosilífero está principalmente concentrado en las facies arenosas, en AF3-A es frecuente la presencia de ostreoideos fragmentados y las impresiones de bivalvos indeterminados. AF3-B, AF3-E, AF3-G y AF3-H presentan gastrópodos, pectínidos, ostreoideos, bivalvos indet. y dientes de tiburón, con algunos ejemplares completos y otros más fragmentarios, la asociación AF4-F además presenta conchillas de belemnítidos (Fig. 42-B) y AF3-H, *Dentallium* sp. (Fig. 51-C). Cabe destacar la presencia de fragmentos óseos retrabajados de Plesiosauria indet. en las facies ubicadas más hacia el techo de la sección Colina Hadrosaurio (AF3-G, Fig. 47-B).

El registro de ichnofósiles es moderado, con un índice de bioturbación de 0-2, son documentados *Cruziana* isp., *Thalassinoides* isp., *Ophiomorpha* isp., *Rhizocorallium* isp., *Planolites* isp., *Teichichnus* isp., *Cylindrichnus* isp. y fugichnia (Figs. 25-A, 25-C y 25-D).

Procesos deposicionales y paleoambiente

Según el contenido fosilífero de esta asociación y cementos calcáreos, la deposición ocurrió en un ambiente submareal con aporte sedimentario desde el continente, esto último señalado por la composición volcánica de los clastos, el detrito orgánico y fragmentos de madera (MacEachern et al., 2010).

El carácter progradacional y litología de esta asociación de facies concuerdan con el carácter fundamentalmente regresivo de los modelos de sistemas deltaicos (Coe, 2003). Las bases nítidas sinuosas y estratificación cruzada ondulosa reflejan acción del oleaje y por ende someridad, localmente es posible ver un paso de estas estructuras a niveles sobrea-centes con estratificación cruzada unidireccional de una mayor escala producto de la migración de óndulas, como ocurre en un frente deltaico (Bauer, 2012).

La fina alternancia de areniscas y fangolitas, laminación heterolítica, laminación ondulosa y cortinas de fango son asociadas a influencia mareal (Buatois et al., 2008; Dalrymple & James 2010) mientras que la presencia de areniscas conglomerádicas y gravas podrían representar sedimentos enviados desde fuentes fluviales durante las crecidas (Schwartz y Graham, 2015). Insignia de la acción fluvial también es la estratificación cruzada en artesa, que podría representar canales distributarios terminales contenidos dentro del frente deltaico (Olariu & Battacharya 2006).

La deformación sinsedimentaria y calcos de carga son índice de períodos con una alta tasa de aporte sedimentario desde el continente, mientras que las grietas de syneresis indicarían fluctuaciones periódicas en la salinidad (Delgado et al., 2006). El 'lag' basal, compuesto de gravas y fragmentos de conchillas, que se observa en la base de algunas asociaciones de facies, es interpretado como una superficie de ravinamiento (Casadio et al., 2009).

En los sectores de mayor índice de bioturbación, el ensamble de ichnofósiles pertenece a la ichnofacies de Cruziana, lo que indicaría un ambiente plataformal con períodos de energía moderada (Seilacher, 2007; Casadio et al., 2009). *Teichicnus* isp. y *Planolites* isp., son ichnotaxones dominantes en ambientes salobres de baja energía (Buatois et al., 2008).

En resumen, debido a las estructuras, litología, estrés salino y fósiles esta asociación podría ser interpretada como depósitos de frente deltaico con zonas de una mayor influencia mareal y otras de influencia fluvial.

Asociación de Facies (AF4): Areniscas estratificadas de buena selección

Descripción

Sucesiones heterométricas de areniscas pardas de grano fino a medio bien seleccionadas, sin una típica gradación, con ocasionales lentes centimétricos de fangolita y conglomerado. Las potencias de esta asociación oscilan entre 10-28 m y se compone mayoritariamente de las facies F2, F4, F6 y F8. La geometría de los estratos es principalmente tabular y los contactos entre estratos pueden ser nítidos o erosivos de leve sinuosidad (Fig. 11).

AF5 puede ser encontrada en la zona media-superior de las secciones Riachuelo del Bitumen y Colina Hadrosaurio, también hacia el techo de la sección Valle de Gwangi.

Son frecuentes estructuras sedimentarias como estratificación cruzada unidireccional de bajo ángulo de poca a mediana extensión, estratificación plana y concreciones silíceas decimétricas, las ondulitas de oleaje se pueden observar muy localmente.

En la secciones Colina Hadrosaurio y Valles de Gwangi, la asociación AF5 presenta bivalvos infaunales en posición de vida, como *Panopea* spp. (Fig.24-D) y gastrópodos. El detrito orgánico es de abundancia variable y en algunos casos se presentan fragmentos centimétricos de madera (Fig. 24-C).

El retrabajo biogénico es moderado y el índice de bioturbación oscila entre 0-4. Las trazas fósiles presentes en la base de la Formación Dorotea (Columna Riachuelo del bitumen) corresponden a *Skolithos* isp., *Rosellia* isp., *Cylindrichnus* isp. y *Theredolites* isp., estas presentan tamaños no superiores a los 10 cm (Fig. 12).

Procesos deposicionales y paleoambiente

La presencia de estratificación cruzada unidireccional y estratificación plana sugeriría depósitos de corrientes unidireccionales (Mallere et al., 2002 en Bauer, 2012). El aporte de detrito orgánico y madera, sugeriría, al igual que en las asociaciones previamente descritas, proximidad a un sistema fluvial.

Los fósiles in situ de organismos infaunales como *Panopea* sp. y los icnofósiles, que corresponden a la ichnofacies de *Skolithos*, sugieren condiciones marinas someras, con batimetría de shoreface, alta energía y sustrato bien oxigenado (Covault et al., 2009; Casadío et al., 2009; MacEachern et al., 2010; Vogt et al., 2014).

Por lo previamente señalado, la proximidad a AF3 y la buena selección de estos depósitos arenosos debido a la alta energía, es posible asociarlos a un frente deltaico, pero más específicamente a barras de desembocadura. AF4 es equivalente a la asociación de facies FA5A descrita por Bauer (2012).

Asociación de Facies (AF5): Fangolitas y areniscas con lentes conglomerádicos.

Descripción

La asociación de facies AF5 se conforma por intercalaciones de niveles heterométricos de areniscas de grano medio y fangolitas, con areniscas conglomerádicas y conglomerados en menor medida. Los afloramientos de esta sucesión son lenticulares a tabulares y poseen un grado de meteorización de medio a alto y desarrollo de paleosuelo, no es extraño encontrarlos parcialmente cubiertos. Las facies que componen esta asociación son F1, F5, F6, F7, F8, F9, F10, F11 y F12, alcanzando en conjunto potencias de hasta 65 m.

Esta asociación de facies (AF5) se encuentra principalmente en los afloramientos de las laderas orientales del valle del río Las Chinas, a lo largo de las secciones Valle de Gwangi, Colina Hadrosaurio y Quebrada de las Trazas (Figs. 17, 19, 29-A y 29-B), que conforman las partes mediales y superiores de la Formación Dorotea.

Las estructuras sedimentarias que caracterizan esta asociación son, estratificación cruzada en artesa, estratificación cruzada de bajo ángulo, estratificación plana y estratificación en espiga; se encuentran en las areniscas y areniscas conglomerádicas. En las ruditas se puede hallar imbricación de clastos y en los niveles de grano fino, fábrica masiva, laminación plana, ondulitas de interferencia y con crestas bifurcadas (Fig. 21-A y 21-B), nódulos de arcilla, abundante detrito orgánico y madera silicificada (Fig. 29-A, 29-B, 29-D).

El contenido fosilífero es muy rico y diverso, logrando ser halladas asociaciones ricas en fauna submareal (bivalvia indet.) y otros con una mezcla de fósiles continentales y marinos. Hacia el techo de la sección Colina Hadrosaurio (AF5-L), se encuentran estratos de grano fino muy ricos en improntas foliares, excelentemente conservadas, de *Nothofagus*, podocarpáceas, araucarias, *Taeniopteris*, equisetales y angiospermas indeterminadas (Fig. 43), y unos metros más hacia el techo se encuentra un nivel de paleosuelos con un *bonebed* de huesos de Hadrosauria indet. (AF5-M, Fig. 45). En la sección Valles de Gwangi (AF5-E), existe otro nivel rico en improntas foliares de *Nothofagus* sp. y angiospermas indeterminadas (Fig. 27), también han sido documentados huesos ex situ de Titanosauria indet., Theropoda indet. y troncos ex situ de cycadas que pueden ser asociados a AF6.

El grado de bioturbación de esta asociación varía entre (0-3), en la parte medial de la Sección Hadrosaurio se ha encontrado trazas de artrópodos y *Teichichnus* isp. (Fig. 42-E).

Procesos deposicionales y paleoambiente

El contenido fosilífero de esta asociación (bivalvos y dinosaurios parcialmente articulados y desarticulados), el desarrollo de edafización, bajo a nulo transporte del material vegetal, grandes fragmentos de madera silicificada y amplia diversidad de plantas, indicarían que los depósitos de AF6 podrían haber ocurrido en un ambiente continental con influencia

mareal atribuible a una planicie deltaica.

Los distintos tamaños de grano, indican variados cambios de energía, si bien esta asociación podría presentar en general un ambiente calmo, los conglomerados canalizados de base erosiva que gradan a areniscas gruesas, representan períodos con flujos de una energía mayor asociados a influencia fluvial (Allen, 1970).

Las niveles de sedimento fino ricos en detrito orgánico con un arreglo monoespecífico de *Teichichnus* isp. y fauna marina, que se encuentran incluidos en AF5, podrían haber sido depositados en ambientes relativamente tranquilos conectados con el mar como bahías intercanales (MacEachern y Pemberton, 1994; Buatois, 2012).

Los niveles de fangolitas y arenas finas en donde se encuentran las improntas foliares bien preservadas y nódulos de carbón señalan zonas más continentales, tramos regular o temporalmente inundados como podrían ser marismas y pantanos (e.g. Fielding, 2010). La presencia de *Nothofagus* sp., podocarpáceas y araucarias señala desarrollo forestal.

Asociación de Facies (AF6): Conglomerados y areniscas canalizados

Descripción

La asociación de facies AF6, corresponde a conglomerados en su mayoría matriz soportados (facies F14, F13, F12, F11 y F10) con intercalaciones de areniscas (F7, F6 y F8) y en menor proporción fangolitas (F1 y F2), con un arreglo principalmente granodecreciente. Las sucesiones de estratos de AF6 tienen potencias entre 5 y 30 m, se encuentra conformada por estratos lenticulares canalizados (anchos y someros), lateralmente acrecionados y en menor proporción tabulares. Las bases son erosivas y hacia arriba en la sucesión priman contactos nítidos, discordantes o gradacionales. Esta asociación de facies es distinguible en la base de las secciones Valle de Gwangi (Fig. 18), Colina Hadrosaurio (Fig. 36) y Quebrada de las Trazas (Fig.49); y en el techo de las secciones Lomas del Titán y Colina Hadrosaurio (Fig. 44).

Estructuras como estratificación cruzada, estratificación cruzada paralela y artesiana se observan con frecuencia en las areniscas conglomerádicas y areniscas, además de laminación plana en los sedimentos más finos. Muchas veces se logra identificar imbricación en los clastos alargados de los conglomerados y en los fragmentos de madera fósil. La asociación AF6 presenta fósiles principalmente vegetales, como troncos silicificados de hasta 2 metros de longitud. En los niveles de fangolita abunda el detrito orgánico y en AF6-D, se documenta un nivel rico en improntas foliares de angiospermas bien conservadas (Fig. 50).

Procesos deposicionales y paleoambiente

Conglomerados canalizados con buen desarrollo de clastos imbricados, areniscas con estratificación cruzada artesiana y adición de material vegetal, como troncos de gran tamaño, sugieren una depositación de carga en un ambiente fluvial de alta energía (Allen, 1970).

La geometría somera y ancha de los canales fluviales, más el tamaño de las gravas, señala que el sistema principalmente transporta carga de fondo y posee una baja estabilidad relativa, asociable a canales entrelazados de gran extensión (Arche y Miralles, 2010).

La proximidad a AF5, podría indicar que la asociación AF6 representa canales principales que luego disminuyen su energía y pasan a formar canales distributarios en la planicie deltaica. Los niveles con gradación normal, en los que se llega a depositar fangolitas con abundante detrito orgánico, indican una disminución en la energía, lo que podría ser interpretado como migración lateral o avulsión de los canales.

Asociación de Facies (AF7): Conglomerados canalizados y areniscas coquinosas

Descripción

La asociación de facies AF7, se compone principalmente de conglomerados y areniscas conglomerádicas de las facies F10, F12 y F15. Esta asociación posee una potencia de 11 a 20 metros, en donde la alternancia de estratos ocurre de manera decimétrica a métrica, la geometría de los distintos depósitos es lenticular de baja y gran extensión, los contactos basales de los estratos son erosivos, llegando incluso a arrancar (en la base de AF7) bloques

métricos de los estratos subyacentes. Son frecuentes las gradaciones normales dentro de esta asociación. Esta asociación (AF7) aflora sobre el techo de la Formación Dorotea (Sección Valle de Gwangi, Fig.28) y corresponde a la base de la Formación Man Aike (Gutiérrez et al., 2013; Schwartz y Graham, 2015).

Es frecuente reconocer estratificación cruzada de bajo ángulo, en las areniscas conglomerádicas e imbricación, en varias direcciones, de clastos y fósiles en los conglomerados. Los conglomerados son polimícticos (con una fuerte componente volcánica) y principalmente matriz soportados.

El contenido fosilífero animal es generoso (Fig. 34), a diferencia de AF6, se reconocen valvas desarticuladas de pectínidos, ostreoideos y terebratúlidos; también briozoos lamelares (*Cerriporidae* af., Fig. 35) y dientes de tiburón.

Procesos deposicionales y paleoambiente

Una fuerte discordancia erosiva marca el paso de la Formación Dorotea a la sobreyacente Formación Man Aike, cuya base es representada por AF7. La granulometría principalmente rudítica y psamítica, con una alta procedencia volcánica, el redondeamiento de los clastos, acreción lateral y flujos canalizados, señalan al igual que en AF5 influencia de sistemas fluviales.

Pero la ausencia de fangolitas, indica que no eran frecuentes los periodos de baja energía que posibilitaran depósitos de suspensión. Indicador de un ambiente altamente enérgico y activo, también lo serían los bloques métricos de calizas contenidos en la base de la asociación, que son comunes en las orillas de las sucesiones de canal activo (Turnbull 1966).

Los fósiles retrabajados contenidos en AF7, presentan una gran abundancia y diversidad, indicando la erosión de un ambiente de salinidad normal con baja energía como offshore u shoreface inferior.

Por lo anteriormente mencionado, se infiere una incidencia distal y profunda de sistemas fluviales, debido a una caída en el nivel relativo del mar que expuso a la erosión subaérea estratos submareales de hasta salinidad normal. El relleno del valle inciso ocurrió con un posterior transgresión debido al aumento relativo en el nivel del mar, en un paleoambiente del tipo estuarino (Marenssi et al., 2002; Le Roux et al., 2010; Kindinger et al., 2012).

La caída en el nivel relativo del mar, podría ser asociada a alzamiento, debido a la fase eocena media del levantamiento de la cordillera patagónica como describen Ramos (2002) y Kraemer et al. (2002) y el posterior relleno a un período transgresivo (Malumián, 2002) en el Eoceno medio alto (Marenssi et al., 2002; Raising et al. 2014).

Estratigrafía Secuencial

La estratigrafía secuencial corresponde a una forma holística de estudiar y dividir el registro sedimentario, considera la forma de apilamiento de los estratos y las superficies entre ellos, basándose en el supuesto que esto se encuentra íntimamente influenciado por los cambios relativos en el nivel del mar (Catuneanu, 2002; Coe, 2003). Una aproximación desde esta perspectiva, permite una adecuada correlación de las distintas columnas estratigráficas levantadas en terreno, además de permitir el estudio de las variaciones eustáticas ocurridas durante el Maastrichtiano en el borde norte de la Cuenca de Magallanes.

Adicional y complementariamente al análisis de asociaciones de facies deposicionales realizado en los capítulos previos, las columnas estratigráficas del presente estudio, fueron divididas en parasecuencias, cortejos y finalmente en secuencias.

Las parasecuencias fueron identificadas como sucesiones de estratos granocrecientes (principalmente) o granodecipientes, sobre una superficie de inundación. En las distintas columnas realizadas las parasecuencias tienen potencias de 2-31 m. Luego se agrupó estas asociaciones según un patrón de apilamiento, conformando lotes de parasecuencias: pro-

gradacionales, agradacionales o retrogradacionales. Posterior al reconocimiento de lotes y dando especial énfasis a la identificación de superficies transgresivas y superficies de erosión subaérea, se conjuntó a los lotes, para así llevar a cabo el reconocimiento de cortejos y secuencias (Catuneanu, 2002; Coe, 2003; Nichols, 2009).

Un patrón de apilamiento de parasecuencias agradacional a progradacional, es característico de un cortejo de nivel alto (HST) el cual ocurre cuando el espacio de acomodación es máximo y previo a un descenso relativo del nivel del mar. El límite de secuencias (SB) corresponde a la primera superficie erosiva causada por este descenso, que de haber una regresión forzada, ocurre en sincronía al cortejo de cuña regresiva forzada (FSST), conformado de parasecuencias progradacionales o sedimentos redepositados. Posterior a la FSST, el nivel relativo del mar comienza a incrementar lentamente, los ríos dejan de incidir y el cortejo de nivel bajo es depositado (LST), el cual se compone de lotes progradacionales a agradacionales. Al incrementarse la tasa de aumento en el nivel del mar los sets de parasecuencias se vuelven retrogradacionales y se deposita el cortejo transgresivo (TST), que en su base presenta una superficie de transgresión (TS) o ravinamiento y en el techo la superficie de máxima inundación (MFS) (Catuneanu, 2009; Coe, 2003; Nichols, 2009).

Cortejos y secuencias

Se logró indentificar 13 cortejos en las columnas realizadas en la localidad del río Las Chinas; 4 LST, 4 TST, 3 HST y 2 FSST estos poseen potencias de 2 a 80 metros y fueron agrupados en 5 secuencias.

Secuencia 1

Identificada en el sector norponiente del valle del río Las Chinas, en la unidad inferior de la Formación Dorotea, en la columna Riachuelo del Bitumen, se compone de 3 cortejos:

LST: En los estratos de la base de la columna Riachuelo del Bitumen, debido a falta de correlación y cobertura parcial no se logró precisar el tipo de cortejo. Sobreyaciendo fue identificado un cortejo de estadio bajo, representado por parasecuencias agradacionales a progradacionales, en depósitos de frente deltaico inferior (AF2-a) que gradan a depósitos

de barra de desembocadura (AF4-b). Su superficie basal se encuentra cubierta y la superficie transgresiva fue ubicada tentativamente donde las parasecuencias se tornan retrogradacionales.

TST: El paso a parasecuencias retrogradacionales es la insignia de un cortejo transgresivo, se evoluciona de niveles asociados a barra de desembocadura (AF4-b) a estratos pelíticos probablemente de prodelta (AF1-a). La superficie de máxima inundación, fue ubicada en donde el detrito orgánico deja de ser abundante y las parasecuencias se vuelven progradacionales.

HST: Sobre los depósitos de prodelta, con un contacto erosivo sinuoso, se reconoce una progradación de niveles de frente deltaico (AF3-a) a una posterior planicie deltaica (AF5-a), las parasecuencias se tornan progradacionales, indicando un cortejo de nivel alto.

Secuencia 2

Corresponde a la secuencia menos completa, debido a la actual erosión del río Las Chinas, se compone de 3 cortejos:

LST: Identificada en el techo de la columna Riachuelo del Bitumen y correlacionable lateralmente con los niveles basales de la columna Valle de Gwangi y Lomas del Titán. Se compone de parasecuencias progradacionales a agradacionales de depósitos de planicie deltaica (AF6) en el norte y frente deltaico inferior hacia el sur (AF2). En su base, destaca una discordancia erosiva con conglomerados fluviales que muy posiblemente represente un límite de secuencia (SB2). Su límite superior fue ubicado tentativamente en la columna Lomas del Titán, previo a que el apilamiento de los estratos se torne retrogradacional.

TST: En la columna Lomas del Titán, las parasecuencias de frente deltaico (AF2) comienzan a apilarse de manera retrogradacional y es interpretado un subambiente de prodelta (AF1). Una superficie de máxima inundación no fue hallada, fue puesta tentativamente previa a una parasecuencia progradante.

HST: Representada únicamente por solo una parasecuencia, en donde se identifica un patrón ligeramente progradacional, no fue hallado un límite superior.

Secuencia 3

Documentada en los afloramientos de la unidad media de la Formación Dorotea, en las columnas Valle de Gwangi, Colina Hadrosaurio, Quebrada de las Trazas y techo de Lomas del Titán. Se compone de 4 cortejos.

FSST: Su base corresponde a una superficie de erosión subaérea, que se extiende lateralmente por más de 6 km y posee relleno de canal fluvial (AF6). Esta superficie aflora luego de un potente tramo cubierto y probablemente represente un límite de secuencia (SB3, Figs. 15, 31 y 41). Las parasecuencias presentan un apilamiento progradacional a retrogradacional. La superficie superior no se encuentra claramente definida.

LST: De una asociación de facies asociadas a canal fluvial (AF6), se evoluciona a un subambiente de planicie deltaica (AF5) y con un patrón de apilamiento de parasecuencias del tipo retrogradacional. El límite superior de este cortejo, corresponde a una superficie de ravinamiento (TS3, Figs. 51-C, 51-D), correlacionable en las columnas Valle de Gwangi, Colina Hadrosaurio y Quebrada de las Trazas, e interpretada como una superficie transgresiva.

TST: Sobre los depósitos de planicie deltaica y la superficie transgresiva TS3, se reconocen facies asociadas a subambiente de frente deltaico (AF3) y barras de desembocadura (AF4) que gradan a depósitos de planicie deltaica (AF5), el patrón de apilamiento es retrogradacional a agradacional. Como techo de este cortejo, en Colina Hadrosaurio, se identifica la superficie de máxima inundación MFS3 (Fig. 40).

HST: Sobreyacen, luego de tramo cubierto, depósitos asociados a barras de desembocadura (AF4) y frente deltaico (AF3) que progradan a un subambiente de planicie deltaica (AF5).

Secuencia 4

Aflora en el techo de la Formación Dorotea y presenta un amplio evento transgresivo, es identificado en las columnas Valle de Gwangi y Colina Hadrosaurio. Este sector los afloramientos no son de gran calidad, debido a una alta meteorización, dos cortejos fueron identificados.

LST: En la columna Colina Hadrosaurio, un potente nivel de conglomerados fluviales, sobreyace los depósitos de planicie deltaica, su base erosiva podría asociarse al límite inferior de la secuencia 4 (SB4). Sobre la discordancia se identifican estratos de canal fluvial (AF6) y planicie deltaica (AF5).

TST: Una nueva superficie transgresiva (TS4, Figs. 25-B , 46-B y 46-E) es identificada por sobre los depósitos de planicie subyacentes y toman lugar estratos de frente deltaico (AF3) que retrogradan a potentes niveles interpretados como frente deltaico distal (AF2). No se reconoce una superficie de máxima inundación.

Secuencia 5

Sobreyace a la Formación Dorotea y corresponde a un potente conglomerado con bioclastos marinos, asociado a la base de la Formación Man Aike (Figs. 33 y 34). Es descrito en la Columna Valle de Gwangi y solo 1 cortejo alcanza a ser identificado en la zona de estudio.

TST: Por sobre los depósitos de frente deltaico distal (AF2), una importante discordancia erosiva es reconocida, esta es el límite superior de la Formación Dorotea y es asociada al límite basal de la secuencia 5 (SB3). Sobre la discordancia se encuentra el relleno de valle inciso, asociado a depósitos estuarinos (AF7).

Discusiones

Respecto al ambiente de deposición

Los afloramientos de la Formación Dorotea en el valle del río Las Chinas, pueden ser divididos en 4 secuencias que representan distintos ambientes de deposición, también en la zona de estudio aflora parte de una quinta secuencia perteneciente a la sobreyacente Formación Man Aike (Fig. 60).

S1: La secuencia 1, Se encuentra mejor expuesta en la columna Riachuelo del Bitumen y posee unos 160 m de potencia. Se compone principalmente por areniscas calcáreas y fangolitas bituminosas de las asociaciones de facies AF1, AF2, AF3 y AF4, que son atribuíbles a un ambiente de frente deltaico subacuático, con variaciones eustáticas oscilantes entre prodelta y barras de desembocadura.

Las estructuras presentes en la base de esta asociación, como ondulitas, contactos sinuosos y estratificación cruzada similar a hummocky, sugieren influencia de oleaje, mientras que los potentes niveles de arenisca, el alto contenido de materia orgánica y ‘balls and pillows’, indicarían una alta tasa de aporte sedimentario desde un sistema fluvial y subse-

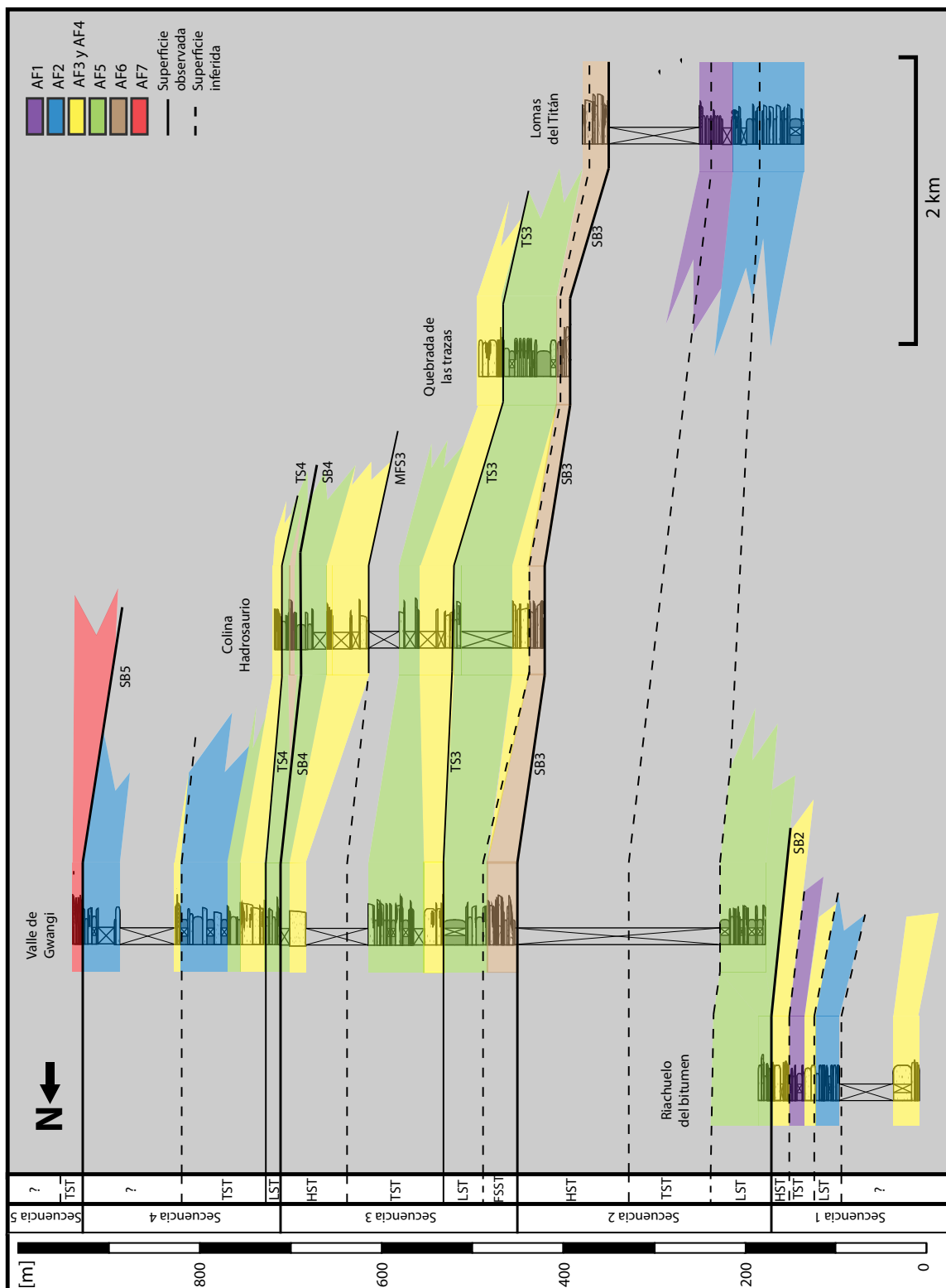


Figura 60: Relaciones secuenciales y asociaciones de facies de la Formación Dorotea, LST: Cortejo de estadio bajo, TST: Cortejo transgresivo, FSST: Cortejo de cuña regresiva, HST: Cortejo de estadio alto, SB: Límite de secuencias, TS: Superficie de transgresión, MFS: Superficie de máxima inundación.

cuentos períodos de estancamiento, indicados por lutitas bituminosas.

S2: La secuencia 2, es de las menos completas en la zona de estudio, debido a la erosión fluvial del río Las Chinas y alto grado de meteorización. Se expone en el techo de la columna Riachuelo del Bitumen, en la base de la columna Valle de Gwangi y en la unidad inferior de la columna Lomas del Titán. Su espesor estimado es de unos 200 metros.

Esta secuencia permite notar de buena manera la profundización hacia el sur de la Cuenca de Magallanes, ya que en el sector norte está conformada por AF5, que corresponden a depósitos retrogradacionales de planicie deltaica mientras que en Lomas del Titán se compone de las asociaciones AF2 a AF1, interpretadas como una retrogradación desde la parte distal de un frente deltaico al prodelta.

S3: La secuencia 3 posee cerca de 250 m de potencia y corresponde a la secuencia mejor representada en el valle, se encuentra aflorando en las columnas Valle de Gwangi, Colina Hadrosaurio y Quebrada de las Trazas, presenta una litología más continental y la componen mayoritariamente alternancias de las asociaciones de facies AF3, AF4, AF5 y AF6.

Representa frecuentes oscilaciones eustáticas, conformadas por la alternancia de subambientes de planicie deltaica, a frente deltaico y barras de desembocadura, con estadios bajos, representados por los potentes y extensos canales fluviales (SB3 en Fig. 60). Si bien la presencia de potentes barras de desembocadura podría señalar influencia fluvial, estructuras como pátinas de fango también sugeriría acción mareal en el sistema deltaico. En esta secuencia destacan varios niveles de sedimentos finos con alto contenido de improntas foliares en excelente estado de conservación, ubicados por debajo de los canales fluviales, que podrían representar zonas de inundación en las planicies deltaicas. Destacan además fragmentos óseos ex situ asociados a saurópodos.

S4: Expuesta hacia el techo de la columna Valle de Gwangi y Colina Hadrosaurio, posee una potencia estimada de 200 m y se compone de arenicas, areniscas calcáreas y fangolitas. Los primeros metros de esta secuencia se componen por una alternancia entre las asocia-

ciones AF3 y AF5, asociadas a planicie y frente deltaico respectivamente, con abundantes fósiles de dinosaurios. Sobre estas, al parecer, ocurre una rápida transgresión marcada por una superficie de ravinamiento (TS4) y la posterior depositación de la asociación AF2, asociada a niveles marinos someros (o deltaicos subacuáticos distales) ricos en fósiles de vertebrados e invertebrados, dinosaurios en la base y reptiles marinos hacia el techo.

S5: Corresponde a una secuencia incompleta en este estudio, cuya base se expone hacia el techo de la columna Valle de Gwangi y se asocia a la Formación Man Aike. Se compone de conglomerados canalizados, areniscas y areniscas conglomerádicas, ricas en invertebrados fósiles, incluidos en AF7. Los conglomerados canalizados son señal de incisión fluvial y se encuentran intercalados con niveles coquinosos asociados a superficies de ravinamiento que indicarían transgresión marina y el relleno estuarino de un valle inciso.

Respecto a la edad y la discordancia

Además de la presencia de dinosaurios, en varias de las columnas realizadas, que ubicarían a los afloramientos dentro del Cretácico Tardío, pocos son los fósiles encontrados que añadirían mayor precisión. Hacia el techo de la columna Valle de Gwangi en la secuencia 4, la presencia de *Ambigostrea* sp. (Fig. 30-A) sería fósil índice del Maastrichtiano, este ostreido ha sido documentada en el Maastrichtiano de las cuencas de Neuquén (Casadío, 1998) y Magallanes al sur del lago Argentino (Marensi et al., 2004).

En la secuencia 5, la presencia de *Ostra groeberi* (Fig. 34-F), ubica en el Eoceno a los depósitos de la Formación Man Aike (Casadío et al., 2009) que sobreyacen en discordancia erosiva a la Formación Dorotea en el área de estudio.

Respecto a las correlaciones con las formaciones argentinas

La hoja geológica argentina (Nullo et al., 2006), indica que las formaciones de fines del Cretácico, que afloran al otro de la frontera chilena son la Formación Alta Vista, Formación La Anita, Formación Chorrillo y Formación Calafate (Figs. 61 y 62) debiesen ser correlacionables hacia el sur con la Formación Dorotea.

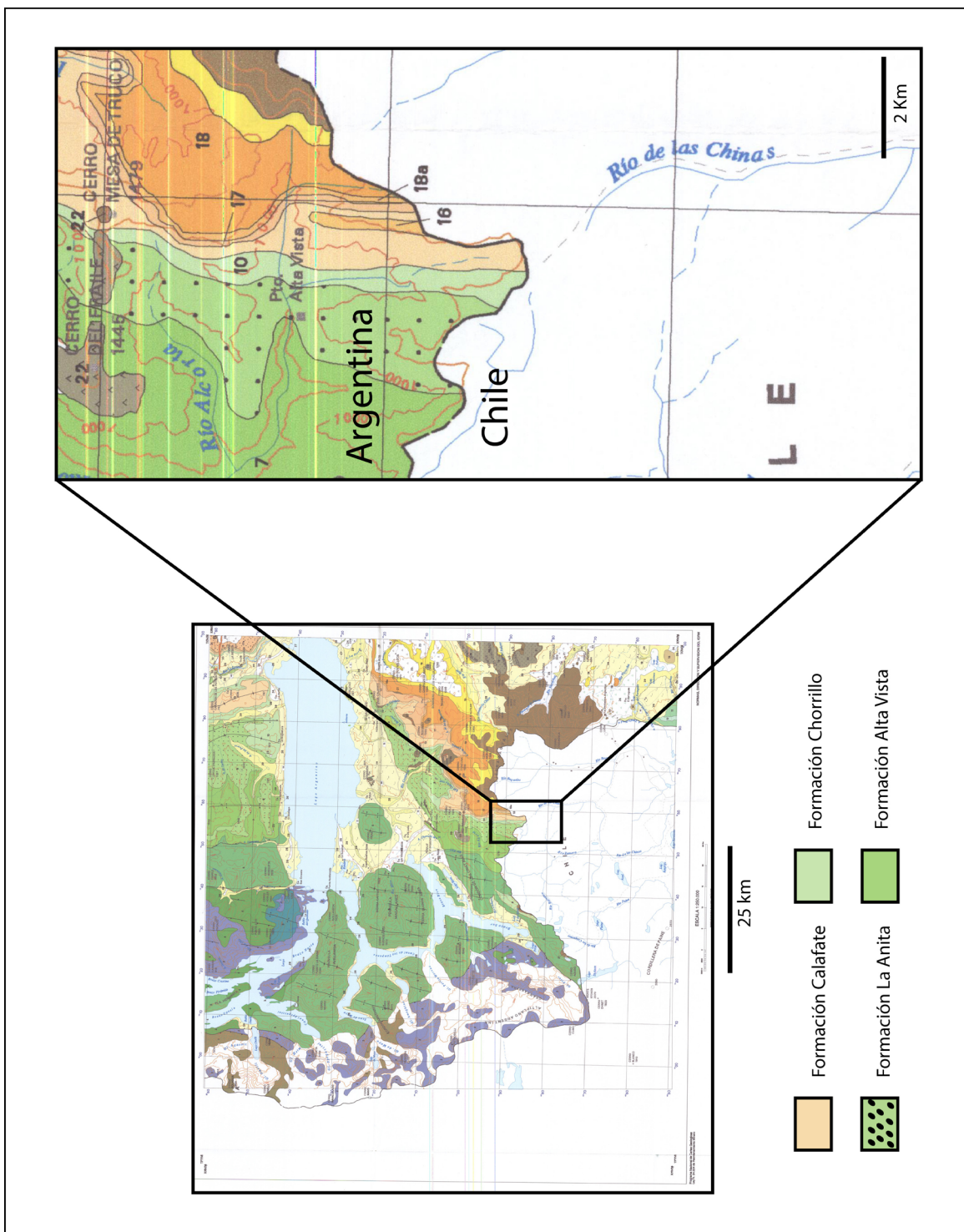


Figura 61: Mapa geológico del Calafate, provincia de Santa Cruz, Argentina. Modificado de Nullo et al. (2006).

FORMACIÓN	ESPESOR (m)	EDAD	REFERENCIAS
Centinela	>3 (230)	Oligoceno sup.-Mioceno inf.	Furque 1973; Casadío <i>et al.</i> 2000
Río Leona	75 (200)	Eoceno tard.-Oligoceno temp	Malumian y Caramés 1997
Man Aike	>1 (110)	Eoceno medio	Camacho <i>et al.</i> 2000
Calafate	(250)	Maastrichtiano	Arbe y Hechem 1984; Macellari <i>et al.</i> 1989
Chorrillo	(>50)	Maastrichtiano	Arbe y Hechem 1984; Macellari <i>et al.</i> 1989
La Irene	(>20)	Maastrichtiano	Macellari <i>et al.</i> 1989; Kraemer y Riccardi 1997
Cerro Fortaleza	390 (460)	Campaniano-Maastrichtiano?	Macellari <i>et al.</i> 1989; Kraemer y Riccardi 1997
Anita (La Asunción)	28 (20-30)	Campaniano	Macellari <i>et al.</i> 1989; Kraemer y Riccardi 1997

Figura 62: Cuadro cronoestratigráfico de las formaciones argentinas aflorantes al sur del lago Viedma, provincia de Santa Cruz. Fuente: Marensi et al., 2003.

La Formación Calafate, aflorante en el suroeste de la provincia de Santa Cruz en Argentina, se compone principalmente de areniscas depositadas en un ambiente marino somero y representa un pulso transgresivo en la Cuenca de Magallanes, ocurrido a fines del Maastrichtiano (Marensi et al., 2003; Marensi et al., 2004; Nullo et al., 2006). La presencia de quistes de dinoflagelados y *Ambigostrea clarae* asignan esta formación al Maastrichtiano (Casadio, 1998; Marensi et al., 2004).

Por su litología, principalmente psamítica, características transgresivas, potencia y presencia de *Ambigostrea* sp., la cual es documentada por este trabajo en el lado chileno, es probable que la secuencia 4, ubicada en el techo de la Formación Dorotea en el valle Las Chinas, sea un equivalente lateral de la Formación Calafate.

La Formación Chorrillo, subyace a la Formación Calafate al sur del lago Argentino y aflora como una faja continua hasta el límite internacional. Representa areniscas y fangolitas depositadas en un sistema fluvial meandriforme y planicies de inundación, presenta niveles con dinosaurios (Nullo et al., 2006) y se le asigna edad maastrichtiana (Macellari, 1989). Debido al tipo de ambiente, fósiles de dinosaurios y su continuidad hacia el sur (Chile),

es probable que la Formación Chorrillo corresponda a facies más proximales correlacionables lateralmente con los niveles de valle fluvial, planicie y delta frontal de la secuencia 3 de la Formación Dorotea.

Respecto a las secuencias documentadas en Argentina

Macellari (1989) divide a los depósitos del K-P de la Cuenca de Magallanes en el lado argentino en 3 secuencias (abreviadas como SM, secuencias Macellari, para diferenciarlas de las secuencias de este trabajo):

SM1 (Campaniano superior): representada por una rápida transición de norte a sur por las fangolitas de planicie deltaica superior de la Formación Cerro Fortaleza, a areniscas de planicie deltaica de la Formación La Anita y turbiditas de talud de las formaciones Tres Pasos y Alta Vista.

SM2 (Maastrichtiano-Paleoceno), corresponde a una sucesión de sedimentos asignados a depósitos de río de la Formación La Irene, sucedidas por areniscas y fangolitas de la Formación Chorrillo, depositadas por un sistema fluvial meandriforme, que se interdigita hacia el sur con areniscas fosilíferas de ambiente marino somero (parte superior de la Formación Cerro Cazador).

SM3 (Paleoceno): Compuesta por conglomerados y areniscas entrecruzadas depositadas en un ambiente marino somero, conformado por las formaciones Calafate y Cerro Dorotea.

Según correlaciones mencionadas anteriormente, es posible correlacionar algunas de las secuencias definidas por Macellari (1989) con las documentadas por este trabajo. La secuencia SM2, es correlacionable en edad y litologías con la secuencia S3 de la presente investigación. Con respecto a la secuencia SM3, estudios posteriores (Marenssi et al., 2004) amplían el rango de edad de la Formación Calafate al Maastrichtiano, por ende esta secuencia podría corresponder con la secuencia S4 de este trabajo, que además podría ser correlacionable con el hem ciclo transgresivo de las Formaciones Calafate y Cerro Dorotea mencionado por Robbiano et al. (1996).

Sobre la procedencia sedimentaria

El análisis petrográfico, indica que la petrofacies dominante en las areniscas de la Formación Dorotea son ricas en plagioclasas y fragmentos líticos volcánicos. Los conteos modales realizados, atribuyen como principal fuente de origen a un arco transicional, al igual que los trabajos previos realizados por Fildani et al. (2008). Según Macellari (1989) las petrofacies dominantes en el sector del lago Argentino, son de origen volcánico durante el Campaniano tardío al Paleoceno y derivarían de un arco magmático ubicado al oeste de la zona de estudio, posiblemente asociado a la cordillera patagónica que ya representaba un relieve positivo desde el Campaniano (Nullo et al., 1981).

Causa de las oscilaciones eustáticas

Globalmente, existe evidencias de que posterior a una relativamente alta temperatura global, durante el Coaniciario al Campaniano temprano, ocurrió un considerable evento de enfriamiento en el Maastrichtiano, posiblemente debido a una declinación en el PCO₂ y la apertura de pasos oceánicos, lo que llevó a una disminución global en el nivel del mar (Clarke y Jenkyns, 1999; Linnert et al., 2013). Más localmente, el evento transgresivo de la Formación Calafate (S4 en este trabajo) es atribuido a una fuerte subsidencia en el margen occidental de la Cuenca de Magallanes debido a carga flexural producida por el avance hacia el este de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (Nullo, 1981; 1986; Marensi, 2002).

Por las razones mencionadas anteriormente, el control eustático en la Cuenca de Magallanes durante el Maastrichtiano fue producto mixto de causas globales como el enfriamiento, causante de una caída en el nivel del mar y causas más locales y a una menor escala temporal como subsidencia flexural, que provocaron aumentos en el nivel base. Es interesante mencionar que durante el Maastrichtiano y el Paleoceno, en la Cuenca de Neuquén, ocurre la primera transgresión marina procedente desde el océano Atlántico. Este subciclo es representado por el Grupo Malargüe (Casadio, 1998), por lo que es posible que esta carga flexural debido al desarrollo de los Andes y la Faja Plegada y Corrida, haya afectado a ambas cuencas.

Conclusiones

Los estratos de la Formación Dorotea aflorantes en el norte de la provincia de Última Esperanza, presentan depósitos enriquecidos en fósiles de ambientes marinos y continentales asociados a un sistema deltaico. Se compone de asociaciones de facies que representan subambientes que van desde el prodelta a valles fluviales.

La estratigrafía secuencial permite dividir esta formación en 4 secuencias, separadas por discordancias erosivas asociadas a oscilaciones del nivel base. La secuencia 1, es asociada a depósitos de frente deltaico y barras de desembocadura, con influencia fluvial y de oleaje. La secuencia 2 no se encuentra bien representada, pero indica profundización de los depósitos hacia el sur. La secuencia 3 es la más continental, representa alternancia entre ambientes de frente deltaico y planicie deltaica con incisión de causes fluviales y un gran registro de improntas foliares excelentemente conservadas. La secuencia 4, representa una transgresión que comienza con facies de planicie deltaica, que contienen desde un bonebed de hadrosaurios, a facies marino someras con reptiles marinos y *Ambigostrea sp.*, fósil guía del Maastrichtiano.

La secuencia 5, aflora en una extensa discordancia en la zona de estudio, corresponde a la Formación Man Aike y es atribuida al Eoceno debido a la presencia de *Ostrea groeberi*, indica una posterior transgresión debido al relleno de facies estuarinas.

Se atribuye un control eustático mixto a estos cambios en el nivel del mar, asociados globalmente y a una mayor escala temporal, a un período de enfriamiento durante el Maas-trichtiano y localmente a subsidencia flexural, debido al desarrollo y migración hacia el este de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes.

Bibliografía

Ameghino, F. 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina: obra escrita bajo los auspicios de la Academia Nacional de Ciencias de la República Argentina para ser presentada a la Exposición Universal de París de 1889, La Academia, vol. 6.

Allen, J. 1970. Physical processes of sedimentation. American Elsevier.

Allen, J. 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis, vol. 1, Elsevier.

Aguirre-Urreta, M. & Ramos, V. 1981. Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, cordillera Patagónica, provincia de Santa Cruz. Congreso Geológico Argentino, no. 8, pp. 101-138.

Aguirre-Urreta, B., Lazo, D., Griffin, M., Vennari, V., Parras, A., Cataldo, C. & Luci, L. 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. in H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. C. Danieli, & J. M. Vallés (eds.), Congreso Geológico Argentino, no. 18, pp. 465-488.

Arche, A., & Miralles, A. 2010. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial Csic-csic press, vol. 46.

Balgord, E. & Carrapa, B. 2015. Basin evolution of Upper Cretaceous–Lower Cenozoic strata in the Malargüe Fold-and-Thrust Belt: northern Neuquén Basin, Argentina. Basin research.

Barreda, V., Palazzesi, L. & Marensi, S. 2009. Palynological record of the Paleogene Río Leona Formation (southernmost South America): stratigraphical and paleoenvironmental implications. Review of palaeobotany and palynology, 154: 22-33.

Bauer, D. 2012. Stratigraphic evolution of a high-relief slope clinoform system, Magallanes Basin, Chilean Patagonia. A thesis submitted to the faculty of graduate studies in partial fulfillment of the requirements for the degree of master of science.

Bostelmann, J., Le Roux, J., Vásquez, A., Gutiérrez, N., Oyarzún, J., Carreño, C., ... & Hervé, F. 2013. Burdigalian deposits of the Santa Cruz Formation in the Sierra Baguales, Austral (Magallanes) Basin: age, depositional environment and vertebrate fossils. *Andean Geology*, 40(3), 458-489.

Bouma, A., Kuenen, P., & Shepard, F. 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, vol. 168.

Buatois, L., Santiago, N., Parra, K., & Steel, R. 2008. Animal–substrate interactions in an early Miocene wave-dominated tropical delta: delineating environmental stresses and depositional dynamics (Tácata Field, Eastern Venezuela). *Journal of Sedimentary Research*, 78(7), 458-479.

Camacho, H., Chiesa, J., Parma, S., & Reichler, V. 2000. Invertebrados marinos de la Formación Man Aike (Eoceno medio), provincia de Santa Cruz, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 64, 187-208.

Calderón, M., Hervé, F., Massonne, H., Tassinari, C., Pankhurst, R., Godoy, E., & Theye, T. 2007. Petrogenesis of the Puerto Edén igneous and metamorphic complex, Magallanes, Chile: Late Jurassic syn-deformational anatexis of metapelites and granitoid magma genesis. *Lithos*, 93(1), 17-38.

Casadío, S. 1998. Las ostras del límite Cretácico-Paleógeno de la Cuenca Neuquina (Argentina), su importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. *Ameghiniana*, 35(4), 449-471.

Casadío, S., Parras, A., Marensi, S. y Griffin, M., 2001. Edades 87sr/86sr de *Crassostrea hatcheri* (Ortmann) - bivalvia, ostreoidea – en el “Patagoniano” de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 38 (4) 30r.

Casadío, S., Griffin, M., Marensi, S., Net, L., Parras, A., Rodríguez Raing, M., & Santillana, S. 2009. Paleontología y sedimentología de las rocas del Eoceno medio expuestas en el área de lago Argentino, provincia de Santa cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 46(1), 27-47.

Castillo, P. 2008. Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica. Similitudes con el Complejo Duque de York, Patagonia. Memoria para optar al título de geólogo.

Catuneanu, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35(1), 1-43.

Cecioni, G. 1957a. Cretaceous flysch and molasse in Departamento Última Esperanza, Magallanes province, Chile. *Aapg Bulletin*, 41(3), 538-564.

Cecioni, G. 1957b. Età della flora del Cerro Guido e stratigrafía del Departamento Última Esperanza. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 76(3), 16.

Chester, S. 2010. A wildlife guide to Chile: Continental Chile, Chilean Antarctica, Easter Island, Juan Fernandez Archipelago. Princeton University Press.

Clarke, L., & Jenkyns, H. 1999. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology*, 27(8), 699-702.

Coe, A. 2003. The sedimentary record of sea-level change. Cambridge University Press.

Collinson, J. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: A deltaic complex in the Namurian of Northern England. *J. Sed. Petrol.*, 39, 194-221.

Cortés, R. 1964a. Reconocimiento geológico del área río Las Chinas-río Bandurrias (Última Esperanza). Informe inédito, Enap-Magallanes, n _14.01.035: 12.

Cortés, R. 1964b. Estratigrafía y un estudio de paleocorrientes del flysch Cretáceo del departamento de Última Esperanza: Santiago, Chile, tesis de grado, Universidad Técnica de Estado, s117 p.

Covault, J., Romans, B., & Graham, S. 2009. Outcrop expression of a continental margin-scale shelf-edge delta from the Cretaceous Magallanes basin, Chile. *J. Sed. Res.*, 79, 523-539.

Crane, W. & Lowe, D. 2008. Architecture and evolution of the Paine Channel Complex, Cerro Toro Formation (Upper Cretaceous), Silla Syncline, Magallanes Basin, Chile. *Sedimentology*, 55, 979-1009.

Cuitiño, J. & Scasso, R. 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(3), 406-417.

Cuitiño, J. 2011. Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el Patagoniano (Mioceno) del Lago Argentino (doctoral dissertation, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires).

Dalrymple, R. & James, N. 2010. Facies models 4. Geological Association of Canada.

Delgado, M., Buatois, L., Sánchez, D., & Angulo, S. 2006. Ichnology of wave dominated deltas from Miocene reservoirs in the Carapita and Capaya formations, Tacata Field, Eastern Venezuela, using trace fossils to reveal fluvial input in shallow marine succession. American Association of Petroleum Geologists, annual, meeting, Houston, abstracts volume.

Dickinson, W. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research*, 40(2).

Dickinson, W. & Suczek, C. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *Aapg Bulletin*, 63(12), 2164-2182.

Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K. & Ryberg, P. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235.

Favre, F. 1908. Die ammoniten der unteren kreide Patagoniens. E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung (E. Nägele).

Feruglio, E. 1944. Estudios geológicos y glaciogeológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba* 255-3 ,37.

Feruglio, E. 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos petrolíferos fiscales, 3 tomos. Buenos Aires. En Nullo, F., Blasco, G., Risso, C., Combina, A. & Otamendi, J. 2006. Hoja geológica 5172-i y 5175-ii: El Calafate, provincia de Santa Cruz. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina.

Fielding, C. 2010. Planform and facies variability in asymmetric deltas: facies analysis and depositional architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the Western Henry Mountains, South-Central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 80(5), 455-479.

Feldman, H., Fabijanic, J., Faulkner, B. & Rudolph, K. 2014. Lithofacies, parasequence stacking, and depositional architecture of wave-to tide-dominated shorelines in the Frontier Formation, Western Wyoming, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 84(8), 694-717.

Fildani, A., Cope, T., Graham, S. & Wooden, J. 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, v. 31, n. 12, p. 1081-1084.

Fildani, A. & Hessler, A. 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes – Magallanes basin, Patagonian Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 117, p. 1596-1614.

Fildani, A., Romans, B., Fosdick, J., Crane, W., & Hubbard, S. 2008. Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. Ores and orogenesis: circum-pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits. Arizona Geological Society, digest, 22, 259-268.

Fosdick, J., Grove, M., Graham, S., Hourigan, J., Lovera, O., & Romans, B. 2014. Detrital thermochronologic record of burial heating and sediment recycling in the Magallanes foreland basin, Patagonian Andes. Basin Research.

Fossa-Mancini, E., Feruglio, E., & Yussen de Campana, C. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, 15(171), 1-67.

Fuenzalida, R. & Covacevich, V. 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico y Cretácico Inferior en la cordillera patagónica, Región de Magallanes, Chile. Congreso Geológico Chileno, n. 5.

Furque, G. & Camacho, H. 1972. El Cretácico Superior y Terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). Jornadas Geológicas Argentinas, 4, 61-76.

Ghiglione, M., Suárez, F., Ambrosio, A., Dapoian, G., Cristallini, E., Pizzio, N. & Reinoso, R. 2009. Structure and evolution of the Austral Basin Fold-thrust Belt, Southern Patagonian Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1), 215-226.

González-Guillot, M., Acevedo, R. & Escayola, M. 2010. El Gabro Rancho Lata: Magmatismo Mesozoico off-axis de la cuenca marginal Rocas Verdes en los Andes Fueguinos de Argentina. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27(3), 431-448.

Guerstein, G., Guler, M. & Casadío, S. 2004. Palynostratigraphy and palaeoenvironments across the Oligocene–Miocene boundary within the Centinela Formation, southwestern Argentina. in A. B. Beaudoin, & M. J. Head (eds.), *The Palynology and Micropalaeontology of Boundaries*, vol. 230, pp. 325-343. Geological Society London.

Gutiérrez, N., Le Roux, J., Bostelmann, E., Oyarzún, J., Ugalde, R., Vásquez, A., ... & Hervé, F. 2013. Geology and stratigraphy of Sierra Baguales, Última Esperanza province, Magallanes, Chile.

Hauthal, R., 1898. Ueber patagonisches Tertiär. *Zeitschrift der Deutschland Geologische Gessellschaft* 50: 436-440. Berlín.

Hervé, F., Godoy, E., Mpodozis, C. & Fanning, M. 2004. Monitoring magmatism of the Patagonian Batholith through the U–Pb shrimp dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes basin. *Bolletino di Geofísica Teorica ed Applicata*, 45, 113–117.

Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massonne, H., Willner, A. 2007. Chapter 2: Metamorphic and plutonic basement complexes. in: *Geology of Chile, Chapter 3* (Gibbons, W. and Moreno, T., editors), the Geological Society, London, special publication, p.5-19.

Hoffstetter, R., Fuenzalida, H., Cecioni, G. 1957. *Lexique stratigraphique international. Amérique Latine, Chili*. Centre National Recherche Scienti, que 5 (7): 444 pp. Paris.

Hubbard, S., Fildani, A., Romans, B., Covault, J. & Mchargue, T. 2010. High-relief slope clinoform development; insights from outcrop, Magallanes basin, Chile. *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, p. 357–375.

Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J. & Sares, S. 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103-116.

Katz, H., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Última Esperanza, Magallanes province, Chile. *Aapg Bulletin*, 47: 506_524.

Kraemer, P. & Riccardi, A. 1977. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49°40'-50°10' lat. S), provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3):333-360.

Kraemer, P. 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian Orocline (56 s. lat). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(7), 731-748.

Le Roux, J., Puratich, J., Mourgues, A., Oyarzún, J., Otero, R., Torres, T., Hervé, F. 2010. Estuary deposits in the Río Baguales Formation (Chattian-Aquitanean), Magallanes province, Chile. *Andean Geology*, 37: 329-344.

Linnert, C., Robinson, S., Lees, J., Bown, P., Pérez-Rodríguez, I., Petrizzo, R. & Russell, E. 2014. Evidence for global cooling in the Late Cretaceous. *Nature Communications*, 5.

Lowe, D. 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279–297.

Macauley, R. & Hubbard, S. 2013. Slope channel sedimentary processes and stratigraphic stacking, Cretaceous Tres Pasos Formation slope system, Chilean Patagonia. *Marine and Petroleum Geology*, 41, 146-162.

MacEachern, J., & Pemberton, S. 1994. Ichnological aspects of incised valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary basin, Alberta, Canada, in Boyd, R., Dalrymple, B. & Zaitlin, B., Eds., *Incised-valley systems: Origin and sedimentary sequences*. *Sepm, Special publication 51*, p. 129–157.

MacEachern, J. 2005. Ichnology of deltas: Organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms, and tides.

MacEachern, J., Pemberton, S., Gingras, M. & Bann, K. 2010. Ichnology and facies models. *Facies models*, 4(19-58).

Macellari, C., Barrio, C. & Manassero, M. 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of the South American Earth Sciences* 2 (3): 223-239.

Malumián, N. & Caramés, A. 1997. Upper Campanian-Paleogene from Río Turbio coal measures in southern Argentina: Micropaleontology and the Paleocene/Eocene Boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 10(2):189- 201.

Malumián, N. 2002. El terciario marino. En: Haller, M. J. (ed.), *Geología y recursos naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, i-15: 237-244*. Buenos Aires.

Malkowski, M., Sharman, G., Graham, S., & Fildani, A. 2015. Characterization and diachronous initiation of coarse clastic deposition in the Magallanes–Austral foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research*.

Manassero, M., Iñiguez Rodríguez, A. & Decastelli, O. 1990. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico Superior y terciario inferior en la Cuenca Austral argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 37-46.

Marensi, S., Casadío, S. & Santillana, S. 2002. La Formación Man Aike al sur de El Calafate (provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (3): 341-344.

Marensi, S., Casadío, S., Santillana, S. 2003. Estratigrafía y sedimentología de las unidades del Cretácico Superior-Paleógeno aflorantes en la margen sureste del lago Viedma, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (3): 403-416.

Marensi, S., Guler, V., Casadío, S., Guerstein, R., & Papú, O. 2004. Sedimentology and palynology of the Calafate Formation (Maastrichtian), Austral basin, southern Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 25(6), 907-918.

Marensi, S., Limarino, C., Tripaldi, A. & Net, L. 2005. Fluvial systems variations in the Río Leona Formation: Tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) basin, southernmost Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 359-372.

Martínez-Pardo, R. 1965. The presence of *Bolivinoidea draco dorreeni* Finlay from the Magellan basin, Chile. *Micropaleontology*, 11 (3): 360-364.

Mellere, D., Plink-Björklund, P. & steel, R. 2002. Anatomy of shelf deltas at the edge of a prograding Eocene shelf margin, Spitsbergen. *Sedimentology*, 49, 1181–1206. En Bauer, D. 2012. Stratigraphic evolution of a high-relief slope clinoform system, Magallanes basin, Chilean Patagonia. A thesis submitted to the faculty of graduate studies in partial fulfillment of the requirements for the degree of master of science.

Mpodosis, C. 2007. Tectonics of the southernmost Patagonian Andes: a critical review: Geosur 2007 International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere, Santiago, Chile.

Natland M. 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America Bulletin*. Memoir, 139 pp.

Nichols, G. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd edition, Wiley & Sons, 419 pp.

Nullo, F., Proserpio, C., & Blasco de Nullo, G. 1981. El Cretácico de la Cuenca Austral entre el lago San Martín y río Turbio. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur.

Nullo, F., Blasco, G., Risso, C., Combina, A. & Otamendi, J. 2006. Hoja Geológica 5172-i y 5175-ii: El Calafate, provincia de Santa Cruz. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina.

Olariu, C., & Bhattacharya, J. 2006. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2), 212-233.

Otero, R., Suárez, M. & Le Roux, J. 2009. First record of elasmosaurid plesiosaurs (Sauropterygia: Plesiosauria) in upper levels of the Dorotea Formation, Late Cretaceous (Maastrichtian), Puerto Natales, Chilean Patagonia. *Andean Geology*, 36(2), 342-350.

Otero, R., Oyarzún, J., Soto-Acuña, S., Yury-Yáñez, R., Gutiérrez, N., Le Roux, J. & Hervé, F. 2013. Neoselachians and chimaeriformes (Chondrichthyes) from the latest Cretaceous–Paleogene of Sierra Baguales, southernmost Chile. Chronostratigraphic, paleobiogeographic and paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 13-30.

Pankhurst, R., Riley, T., Fanning, C. & Kelley, S. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41, 605-625.

Ramos, V. & Kay, S. 2002. Southern patagonian plateau basalts and deformation: Backarc testimony to ridge collisions. *Tectonophysics*, 205, 261-282

Riccardi, A. & Rolleri, E. 1980. Cordillera patagónica austral. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, ii: 1173-1306. Córdoba.

Robbiano, J., Arbe, H. & Gangui, A. 1996. Cuenca Austral marina. En: Cuitiño, J. 2011. Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el patagónico (Mioceno) del lago Argentino (doctoral dissertation, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires).

Raising, M., Casadío, S., Pearson, N., Mángano, G., Buatois, L. & Griffin, M. 2014. Paleoenvironmental setting and description of an estuarine oyster reef in the Eocene of Patagonia, southern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 56, 242-250.

Rodríguez, M. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico tardío-Paleógeno temprano) en la Cuenca Neuquina. En H. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J. Danielli, & J. Vallés (eds.), *Relatorio del 18 Congreso Geológico Argentino*, pp. 245-264.

Romans, B., Hubbard, S. & Graham, S. 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile, *Sedimentology*, 56, 737–764.

Sánchez, J. & Centeno, E. 2000. Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos del grano fino: procedencia y tectónica. Página web del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, http://www.geologia.unam.mx/igl/index.php?option=com_content&view=article&id=542:temasterrigenos&catid=175:temas&itemid=222].

Schwartz, T. & Graham, S. 2015. Stratigraphic architecture of a tide-influenced shelf-edge delta, Upper Cretaceous Dorotea Formation, Magallanes-Austral basin, Patagonia. *Sedimentology*, 62(4), 1039-1077.

Seilacher, A. 2007. *Trace fossil analysis*. Springer Science & Business Media.

Selley, R. 1970. Ichnology of Palaeozoic sandstones in the southern Desert of Jordan: A study of trace fossils in their sedimentologic context. *Geological Journal Special Issue*, vol. 3, pp.

477-488.

Shultz, M., & Hubbard, S. 2005. Sedimentology, stratigraphic architecture, and ichnology of gravity-flow deposits partially ponded in a growth-fault-controlled slope minibasin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile. *J. Sed. Res.*, 75, 440-453.

Steel, R., Carvajal, C., Petter, A., & Uroza, C. 2008. Shelf and shelf-margin growth in scenarios of rising and falling sea level. Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy, *Sepm*, special publication, 90, 47-71.

Stinnesbeck, W., Frey, E., Rivas, L., Pérez, J., Leppe, M., Salazar, C. & Lobos, P. 2014. A lower Cretaceous ichthyosaur graveyard in deep marine slope channel deposits at Torres del Paine National Park, southern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 126(9-10), 1317-1339.

Stow, D. & Piper, D. 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. *Geological Society, London*, special publications, 15(1), 611-646.

Taylor, A. & Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 141-148.

Thomas, C. 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes province, Chile. *Aapg Bulletin*, 33(9), 1553-1578.

Turnbull, W., Krinitzky, E., & Weaver, F. 1966. Bank erosion in soils of the lower Mississippi Valley. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 92(1), 121-136.

Ugalde, R. 2014. Contribución al conocimiento de la estratigrafía cenozoica de la sierra Baguales: la Formación Man Aike (“Las Flores”), provincia de Última Esperanza, Magallanes. Memoria para optar al título de geólogo.

Vogt, M., Leppe, M., Stinnesbeck, W., Jujihara, T., Mansilla, H., Ortiz, H., Manríquez, H. & González, E. 2014. Depositional environment of Maastrichtian (late Cretaceous) dinosaur-bearing deltaic deposits of the Dorotea Formation, Magallanes basin, southern Chile. in: ifrim, C., Bengtson, P., Cueto Berciano, F.J., Stinnesbeck, W. (eds.) 2014: 23rd International Colloquium on Latin American Earth Sciences, abstracts and programme. Gaea Heidelbergensis 19, 232 pp.

Wilson, T. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza district, Chile. Geological Society of America Bulletin, 103: 89_111.

Zambrano, J. & Urien, C., 1970. Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation on the Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 75 (8): 1363-1396.