



**UNIVERSIDAD AUSTRAL DE CHILE**

**Facultad de Ciencias  
Escuela de Biología Marina**

**DR. MARIO PINO QUIVIRA**  
PROFESOR PATROCINANTE  
Instituto de GEOCIENCIAS  
Universidad Austral de Chile

**“Evidencias de la fluctuación del nivel del mar y alzamientos  
tectónicos desde el Pleistoceno tardío en isla Mancera  
X Región de Los Lagos - Chile:  
registro estratigráfico y sedimentológico”**

TESIS DE GRADO PRESENTADA  
COMO PARTE DE LOS  
REQUISITOS PARA OPTAR AL  
**TÍTULO DE BIÓLOGO MARINO**

**MARÍA PAZ VILLALOBOS SILVA**

VALDIVIA - CHILE  
**2005**

*Ella es todo lo que tengo  
Ella es más que todo lo que podría soñar  
Ella es un Ada puesta aquí para amar  
Ella está entre nosotros, en silencio  
Es una mujer de carne y hueso  
En silencio brilla como lo infinito  
Y está a mi lado  
Es por ella que existo  
Y es ella por quien respiro*

*Mi madre*

*A mi maminena y mi tata, en donde estén...*

## *Agradecimientos*

A Gladys, por tu increíble capacidad de apoyo y formación, por tu amistad y confianza. Gracias por no importarte más que lo que hace felices a tus hijos.

A Cristian, Claudia, Pamela, Mónica y Marcela, sin ustedes...nada de esto sería! porque además de ser mis increíbles hermanos, son gran parte de lo que me permitió vivir en Valdivia, gracias por estar allí siempre, por ayudarme, financiarme y por sentirlos siempre juntitos conmigo.

A Mario Pino, por enseñarme una ciencia que no conocía, la Geología, por su paciencia con mi desorden y por ser tan buen profe con una tan buena alumna.

A Alejandro Sepúlveda, por ser un gran compañero, un constante apoyo y por haber estado juntos y revueltos durante todos estos añitos.

A Sandor Mulsow, por tu amistad, tu confianza y tu energía.

A Andrea Pino, por estar conmigo y ser mi amiguita tan linda.

Al Instituto de Geociencias, por toda la colaboración en mi vida tesísrica,

A Robert Brümmer, por enseñarme metodologías en sedimentología, por georeferenciar la imagen aérea y por ayudarme en terreno.

A "Geoscience expedition"... gracias por toda su colaboración, ánimo, energía y por seguir despertando a Valdivia.

A Pancho Ríos, por la imagen satelital de la bahía

A María Paz Riedemann, por su ayuda en terreno y su disposición tan grata.

A Ilustre Municipalidad de Corral, por la foto aérea de isla Mancera.

Al Proyecto MAP:GAC: "Geociencia para Comunidades Andinas", Servicio Geológico de Canadá y SERNAGEOMIN-Chile, por el financiamiento de las dataciones radiocarbono.

Al Centro de Estudios Científicos del Sur -CECS- Departamento de Glaciología por las mediciones altimétricas de las terrazas.

A mis amigos, a todos y cada uno de ustedes.

Y a la comunidad de Mancera, por permitirme irrumpir en sus secretos históricos

## Índice

<b>Resumen</b> .....	2
<b>Abstract</b> .....	3
<b>1. Introducción</b> .....	4
<b>2. Material y Método</b> .....	13
2.1. Área de estudio.....	13
2.2. Levantamiento de perfiles estratigráficos.....	13
2.3. Análisis de muestras de sedimento.....	14
2.4. Dataciones radiocarbónicas.....	15
2.5. Medición altimétrica.....	16
<b>3. Resultados</b> .....	18
3.1. Geomorfología.....	18
3.2. Estratigrafía de los depósitos cuaternarios.....	19
3.2.1. Terraza superior.....	19
3.2.2. Terraza intermedia.....	22
3.2.3. Terraza inferior.....	22
3.3. Análisis de sedimentos.....	23
3.4. Dataciones radiocarbónicas.....	25
3.5. Cambio del nivel del mar.....	26
<b>4. Discusión</b> .....	28
La terraza del Holoceno tardío.....	28
La terraza del Holoceno medio.....	31
La terraza Interglacial.....	33
Origen de los sedimentos autóctonos.....	34
Interpretación de los sedimentos alóctonos.....	37
Nivel del mar.....	37
<b>5. Conclusiones</b> .....	42
<b>6. Referencias</b> .....	44
Anexo 1.....	57
Tablas.....	70
Figuras .....	74
Glosario.....	88

## Resumen

Tres registros de terraza (superior, intermedia e inferior) evidencian la variación en el nivel del mar desde el Pleistoceno tardío en isla Mancera, ubicada al centro de la bahía de Corral en la costa valdiviana (39°53' S - 73°23' W). Se realizó una descripción geológica detallada a partir de la construcción de perfiles estratigráficos alrededor de la isla. Las capas arenosas de cinco perfiles fueron analizadas sedimentológicamente. La altura de las tres terrazas se obtuvo mediante un G.P.S. diferencial. La terraza superior (22,4 m N.R.S.) corresponde al registro del último período interglacial del Pleistoceno tardío y está conformada por sedimentos alóctonos de origen volcánico (ceniza y arena) y sedimentos autóctonos de origen continental (turba, arena y grava derivadas del basamento local metamórfico). La terraza intermedia (3,9 m N.R.S.) corresponde a una paleo playa de arenas medias derivadas del basamento local metamórfico y registra la máxima transgresión marina del Holoceno medio en  $6427 \pm 60$  años  $^{14}\text{C}$  A.P. (7453 - 7457 años cal. A.P.). La terraza inferior (1,3 m N.R.S.) está formada por sedimentos de origen vegetal que conforman una turba, corresponde al registro de un evento cosísmico de alzamiento tectónico registrado en 1575 en Valdivia. Los análisis estratigráficos, mineralógicos y sedimentológicos (apoyados estadísticamente), permitieron establecer que los sedimentos de la terraza interglacial fueron depositados en un ambiente fluvial, mientras que aquellos de la terraza intermedia lo hicieron en un ambiente influenciado por un sistema costero, esto permite asumir una variación en la posición de la línea costera a partir del último interglacial. Los resultados indican que la zona ha presentado una marcada tendencia de alzamiento tectónico en el Interglacial, Holoceno medio y Holoceno tardío.

## Abstract

Three terraces record (upper, intermediate and lower level) evidence on the variation in sea-level from late Pleistocene in Isla Mancera, Bahía de Corral (valdivian coast, 39°53'S-73°23'W). A geological detailed description was done to construct stratigraphic profiles around the Isla Mancera. The sand layers of five profiles was sedimentologically analyzed. The high of three terraces was obtained with a differential G.P.S. The upper terrace (22.4 m a.s.l.), recorded the last interglacial period (late Pleistocene) and it is conformed by allochthonous sediments of volcanic origin (ash and sand), and autochthonous sediments of continental origin (peat, sand, and gravel derived from metamorphic basement). The intermediate terrace (3.9 m a.s.l.) is a palaeo-beach of medium sands derived also of metamorphic basement and record the maximum marine transgression of middle Holocene in  $6427 \pm 60$  years  $^{14}\text{C}$  B.P. (7453-7457 years cal. B.P.). The lower terrace (1.3 m a.s.l.) was formed by sediments of vegetal origin, it is a coseismic event of tectonic uplift recorded in 1575 in Valdivia. Stratigraphical, mineralogical, and sedimentological (statistically support) analyses, agree to establish that interglacial terrace sediments were deposited in a fluvial environment, while the intermediate terrace sediments were deposited in a environment influenced by shore system. This latter featured agree to establish a variation in shoreline position from last interglacial. The results show a remark uplift tectonic tendency after the last interglacial, the middle Holocene and late Holocene times.

## 1. Introducción

El nivel del mar ha fluctuado a través del tiempo (Summerhayes, 1986; Gallup *et al.*, 1994). La posición de la línea costera está definida por la dinámica regional del margen continental y es estable sólo si existe un balance entre los procesos que originan transgresiones o regresiones marinas (Kraft & Chrzastowski, 1985). Entre estos, los más importantes son el movimiento tectónico local y regional y el cambio del nivel del mar, el cual está influenciado a escala geológica por efectos climáticos (*e.g.* glacioeustatismo e hidroisostasia) y por movimientos tectónicos regionales (Schellmann, 1998).

Una de las herramientas de estudio del Cuaternario corresponde al uso de la curva de isótopos de oxígeno estándar (Imbrie *et al.*, 1984; Martinson *et al.*, 1987) para la estimación de altura del nivel del mar (Skene *et al.*, 1998, Fig. 1A). La señal isotópica de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua de mar depende principalmente del volumen de hielo global (Chapell & Shackleton, 1986; Beck 1998), por lo que en la relación  $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$  valores bajos indican la presencia de pequeños volúmenes de hielo y condiciones globalmente cálidas, mientras que valores altos indican grandes extensiones de hielo y bajas temperaturas (Lambeck *et al.*, 2002). Basado en los patrones de fluctuación de  $\delta^{18}\text{O}$  en sedimentos marinos, en el último ciclo glacial, aproximadamente los últimos 100 ka quedan registrados entre los estadios marinos de isótopos de oxígeno 5 a 1 (Petit *et al.*, 1999; Blum & Törnqvist, 2000; Hald *et al.*, 2001). Este mismo ciclo es descrito por Amorosi *et al.* (1999) en la curva de nivel del mar relativo con una tendencia descendente a escala milenial desde 130 hasta 18-20 ka, registrándose posteriormente un aumento de altura del nivel del mar hasta 6 ka, cuando se registró una fase de alto nivel. Estos resultados son concordantes a los obtenidos en el registro del testigo Vostok en Antártica (Petit *et al.*, 1999) y la curva del nivel del

mar relativo propuesta por Blum & Törnqvist (2000), Lambeck *et al.* (2002, Fig. 1B) y Waelbroeck *et al.* (2002).

La variabilidad del nivel del mar también se estudia a partir de registros geomorfológicos, donde la formación de terrazas marinas y fluviales registran los niveles altos que el mar ha alcanzado a través del tiempo (Perg *et al.*, 2001). Blum & Törnqvist (2000) señalan que los procesos de formación de planicies fluviales se generan cuando el aporte de sedimentos al cauce de un río excede la tasa máxima de transporte de carga del mismo. Aunque permanece abierta la discusión en torno a la respuesta fluvial a los cambios en el nivel del mar, Bridgland *et al.* (2004) reconocieron dos factores claves en la formación de terrazas fluviales: la fluctuación climática como reguladora de la actividad fluvial y una superficie elevada (la planicie fluvial) necesaria para que se produzca la erosión que resulta en la formación de terrazas, luego que el nivel del mar desciende.

Existe consenso mundial al establecer que durante los últimos 130 ka han ocurrido 2 eventos transgresivos (Skene *et al.*, 1998). El primero está referido a la transgresión marina del último período interglacial (127 a 110 ka, Kukla *et al.*, 1997) documentada entre el estadio 5e y parte del 5d (Petit *et al.*, 1999; Hald *et al.*, 2001; Rioual *et al.*, 2001; Shackleton *et al.*, 2003; Tzedakis, 2003). Se calcula que en ese momento el nivel del mar se encontraba entre 2 y 8 m por sobre el nivel actual (Ortlieb *et al.*, 1996; Esat *et al.*, 1999; Blum & Törnqvist, 2000; Esat & Yokoyama, 2000; Lambeck *et al.*, 2002; Guiter *et al.*, 2003; Shackleton *et al.*, 2003).

El último período interglacial se registra a lo largo del margen continental occidental sudamericano con la formación de terrazas marinas y fluviales. Ortlieb *et al.* (1996) describieron la presencia de terrazas marinas en el sector de Hornitos (22° S). La primera a una altura de 30 m



s.n.m. fue formada durante el estadio 5e y la segunda, ubicada a 25 m s.n.m. se habría formado durante el interestadio 5c. En la costa atlántica de la Patagonia, Schellmann (1998) reconoció la existencia de 3 líneas costeras del último interglacial cuyas alturas varían entre 16 y 18 m sobre el nivel de marea más alta. Posteriormente Schellmann & Radtke (2003) identificaron un registro en la zona entre 8 y 10 m sobre el cordón de playa más alto del Holoceno.

De acuerdo a los registros polínicos, sedimentológicos y de  $\delta^{18}\text{O}$ , la segunda transgresión marina se registró durante el Holoceno medio entre los estadios 2 y 1 (Skene *et al.*, 1998). Según Isla (1989) el momento en que se produce tal cambio del nivel del mar varía dependiendo de la latitud. Con un máximo documentado a nivel mundial entre 7 y 5 ka, los registros señalan una época de temperaturas cálidas y condiciones más bien áridas (Fairbanks, 1989; Villagrán y Varela, 1990; Villa-Martínez y Villagrán, 1997; Schellmann, 1998; Masson *et al.*, 2000; Seltzer *et al.*, 2000; Lamy *et al.*, 2001; Kim *et al.*, 2002; Jenny *et al.*, 2002; Hervé *et al.*, 2003; Villa-Martínez *et al.*, 2003). El registro polínico de Heusser (1974) señala tal intervalo cálido en la Región de Los Lagos entre 8,5 y 6,5 ka  $^{14}\text{C}$  años A.P. Según Moreno (2003) las condiciones extremadamente cálidas y secas ocurrieron en Chile entre 10 y 7,6 ka cal. A.P., mientras que el registro polínico de Abarzúa (2004) en la Región de Los Lagos señala un aumento de las temperaturas y la disminución en las precipitaciones entre 10 y 5,8 ka años  $^{14}\text{C}$  A.P.

En la costa chilena, en la zona de Tongoy ( $30^{\circ} 25' \text{ S}$ ) Ota & Paskoff (1993) registran el máximo nivel del mar en depósitos estuariales empleando valvas de moluscos datadas en  $6380 \pm 120$  años  $^{14}\text{C}$  A.P. (7290 años cal. A.P.). El estudio de Hervé *et al.* (2003) en Algarrobo ( $33^{\circ} 22' \text{ S}$ ) señala un horizonte marino a 3,8 m s.n.m. datado en  $5660 \pm 70$  años  $^{14}\text{C}$  A.P. (6422 - 6447 años cal. A.P.). En Isla Mocha ( $38^{\circ} 25' \text{ S}$ ), la transgresión se observa a 38 m de altura, alzamiento que ha sido atribuido a factores cosísmicos y asísmicos (Nelson & Manley, 1992). Illies (1970)

describe una terraza marina en la costa de Valdivia (39°53' S) que correspondería a la máxima transgresión marina postglacial a una altura que varía entre 2 y 2,5 m sobre el nivel de mediana pleamar. El registro de Pino & Navarro (2005) en la costa de Chan-Chan (39° S) reconoce una fase de ocupación humana entre 5460 y 5610 años <sup>14</sup>C A.P. (6250 y 6420 años cal. A.P.) a una altura de 8 m N.R.S. que correspondería al registro de la máxima transgresión del Holoceno medio. En el estrecho de Magallanes y el canal Beagle (53° S) la transgresión ha sido datada entre 5625 ± 30 y 5860 ± 40 años <sup>14</sup>C A.P. (6391 - 6704 años cal. A.P.) con una altura de 3 y 3,4 m sobre el nivel de más alta marea (Porter & Stuiver, 1984). En esta misma zona las curvas de nivel presentadas por Rabassa *et al.* (1986) y Gordillo *et al.* (1993) indican que el evento ocurrió alrededor de 5500 - 6000 años <sup>14</sup>C A.P. En la costa Atlántica (Río de la Plata, 34°-36° S), análisis estratigráficos y morfológicos han establecido una altura máxima para esta transgresión de 6,5 m s.n.m. entre 6020 ± 90 y 6160 ± 150 años <sup>14</sup>C A.P. (6821 y 7131 años cal. A.P., Cavallotto *et al.*, 2004; Violante & Parker, 2004). En la costa atlántica de la Patagonia, Schellmann & Radtke (2003) informan sobre la existencia de una terraza datada en 5800 años <sup>14</sup>C A.P. (6600 años cal. A.P.) a una altura de 5 ± 1 m sobre el nivel de marea más alto, durante marea alta.

Sin embargo, la intensa actividad tectónica de bloques a lo largo del margen continental chileno-peruano asociada a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, dificulta la creación de un modelo crono-estratigráfico a partir de registros geomorfológicos (terrazas fluviales o marinas) ubicados en distintos puntos geográficos de este margen (Nelson & Manley, 1992; Bartsch-Winkler & Schmoll, 1993; Ortlieb *et al.*, 1993; Schellmann, 1998; Atwater *et al.*, 2004). Esto se da por dos razones, la primera es que los patrones de deformación vertical asociados a un borde de convergencia producen alzamiento o hundimiento de bloques costeros manifestados en distintos grados durante el Pleistoceno (Radtke, 1987; 1989;

Schellmann, 1998) y Holoceno (Atwater *et al.*, 1992; Nelson & Manley, 1992). Estos procesos producen cambios en la posición de la línea costera de manera independiente de los cambios eustáticos. La segunda razón es que la tasa de deformación vertical varía con la latitud (Summerhayes, 1986), tal como lo señala el registro del Pleistoceno tardío en la costa sudamericana (Schellmann, 1998). Este autor, al analizar registros en márgenes continentales tectónicamente pasivos, concluye que las terrazas marinas no constituyen un parámetro significativo para establecer correlaciones crono-estratigráficas dado que están influenciadas por movimientos tectónicos lentos y cambios eustáticos del nivel del mar. Así, y concordando con Lambeck *et al.* (2002) y Bridgland *et al.* (2004), sedimentos fluviales de varias edades pueden ser encontrados en niveles cercanos al nivel actual de la planicie costera. Al respecto, Kraft & Chrzastowski (1985) proponen desarrollar una curva local de nivel del mar relativo debido a que asume no solo la fluctuación local glacio-eustática, sino también la influencia de tectónica, isostasia y compactación local de sedimento.

En la ciudad de Valdivia se observa la formación de terrazas en ambas riberas del estuario Valdivia y río Calle-Calle, remontándose desde la costa hasta la ciudad de Los Lagos (al este de Valdivia) (Brüggen, 1945; 1950a; Fuenzalida *et al.*, 1965; Rojas, 1990; Duhart *et al.*, 1998). En la costa de Valdivia la determinación de altura de las terrazas varía entre los diferentes autores (20 m s.n.m., Lauer, 1968; entre 18 y 48 m s.n.m., Illies, 1970; según Pino (2003) entre 10 y 67 m N.R.S. - N.R.S. = nivel de reducción de sondas, equivalente al 0 del mar chileno determinado por el S.H.O.A.). Las observaciones estratigráficas, el grado de meteorización y los registros de altura mencionados sugieren que la edad de formación de estos depósitos corresponde al último período interglacial del Pleistoceno tardío (Lauer, 1968; Illies, 1970; Antinao & McDonough,

1999), entre las glaciaciones Santa María y Llanquihue (denominadas por Porter, 1981 y Heusser, 1974; respectivamente).

Existen diferencias importantes entre los registros de altura de terrazas del último interglacial en la costa valdiviana con el registro mundial. Tal como se mencionó anteriormente, localmente los registros extremos varían entre 10 y 67 m N.R.S. (Pino, 2003), mientras que el registro mundial del nivel del mar no supera los 8 m de altura (Esat *et al.*, 1999; Blum & Törnqvist, 2000; Esat & Yokoyama, 2000; Lambeck *et al.*, 2002; Guiter *et al.*, 2003; Shackleton *et al.*, 2003).

Las terrazas están conformadas por sedimentos alóctonos (arena y ceniza de origen volcánico y coquinas retransportadas) y autóctonos (turba y arena-grava derivadas del basamento local metamórfico) (Pino, 2003). Antinao & McDonough (1999) describen que los depósitos de la terraza en Valdivia rellenan una depresión tectónica con depositación fluvial y estuarial. Los sedimentos fluviales ubicados al noreste de Valdivia (45 m s.n.m., San José de la Mariquina), incluyen gravas arenosas con aporte volcánico importante sobre gravas de origen fluvio-glacial Santa María. Al suroeste de estos depósitos (confluencia de los ríos Pichoy y Cruces), estas gravas son reemplazadas por limos y arenas finas interpretadas como estuariales.

Los estratos de “cancagua” que componen parte de esta terraza se depositaron en algunos sectores sobre el basamento local de origen metamórfico o Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Duhart *et al.*, 2001). Cancagua es el nombre en Mapudungún para una arenisca resistente al calor. Este material derivado de la actividad volcánica interglacial de la Cordillera de Los Andes ha sido descrito por Brüggén (1945, 1950b), Illies (1970), Pino (1987, 1999) y Rojas (1990). Existen diferentes interpretaciones acerca de como se depositó la cancagua en la costa valdiviana.

Rojas (1990) sugiere que hacia finales del último interglacial la cuenca de Valdivia se habría caracterizado por ser una llanura de inundación cercana al nivel del mar con escasa pendiente donde corrían ríos correspondientes a los actuales Calle-Calle y Cruces. Según Pino (2003), la presencia decreciente de ceniza en sentido norte-sur, el hallazgo de fósiles de invertebrados marinos redepositados en arenas y cenizas volcánicas, conformando una tanatocenosis y la dirección de depositación de pequeños deltas fluviales o lacustres, indicaría que el borde costero se ubicaba probablemente varios kilómetros mar afuera. La canchagua habría sido transportada a través de una llanura aluvial que corría paralela a la línea costera en forma de flujos cineríticos rápidos e hiperconcentrados desde algún volcán ubicado en las cercanías de Villarrica, hasta la costa. Esta idea ya había sido planteada por Laugenie (1982) dadas las características del depósito, por Rojas (1990) dada la potencia y distribución de los depósitos y por Pino (1999; 2000) apoyado en una serie de evidencias geológicas. Un ejemplo de estos intensos flujos laháricos que quedaron depositados en la Depresión Intermedia y la cercanía de la Cordillera de la Costa, es el abánico lahárico de San Pablo, descrito por Corvalán (1974) como “lahar Puyehue”, originado en el Pleistoceno tardío (Moreno & Varela, 1985).

En la costa de Valdivia - bahía de Corral, se encuentra ubicada la isla Mancera (39°53' S - 73°23' W). En la isla aflora la terraza del último interglacial del Pleistoceno tardío. Adosadas lateralmente a esta geoforma existen otras dos terrazas, más jóvenes y de menor altura.

En el contexto de las evidencias proporcionadas por el registro geomorfológico para estimaciones de cambio en el nivel del mar, el referente científico en márgenes tectónicamente activos alude a la imposibilidad de establecer parámetros crono-estratigráficos. La razón es la variación no determinada de la magnitud y ocurrencia de los patrones de deformación vertical asociados. Los registros presentes en isla Mancera adquieren relevancia al presentar tres niveles

de terraza (superior, intermedia e inferior) dentro de un territorio insular de 0,61 km<sup>2</sup>. Un área pequeña y por ende influenciada por movimientos verticales que afectan a un solo bloque tectónico. Los movimientos de la corteza que afectan a la terraza más joven, lo hacen en igual magnitud con las otras dos. Esta característica otorga la oportunidad de estudiar la variación del nivel del mar cuantificando la actividad tectónica local. Las terrazas confieren a la isla un gran valor patrimonial geológico, dado que están muy contiguas, bien desarrolladas y resulta fácil establecer alturas absolutas de las mismas con respecto al nivel del mar chileno.

De esta manera, los depósitos que conforman las terrazas son aquí analizados en términos estratigráficos y sedimentológicos para entender cual ha sido el origen de los sedimentos y el ambiente en que fueron depositados. Considerando la dificultad de reconocer en los registros la actividad tectónica asociada a los periodos entre la formación de cada terraza, las estimaciones de edad de formación, altura y el referente local y regional en conjunto, ayudan en la interpretación de las variables tectónica local y variación climática en la formación de estos registros.

El objetivo general entonces es determinar cual ha sido la fluctuación del nivel del mar y el efecto de la tectónica en la zona de Valdivia a partir del último período interglacial, enfatizando las evidencias de las máximas transgresiones marinas.

Este objetivo general se desglosa en cuatro objetivos específicos: (1) determinar los fenómenos que dieron origen a los procesos de formación de terrazas de diferentes edades y alturas, (2) interpretar la sedimentología y origen de los depósitos que conforman las terrazas, (3) discutir el efecto de la tectónica de bloques local y (4) proponer alturas del mar para esta región de Chile.

La investigación apunta a responder las siguientes preguntas: ¿Es posible reconocer las máximas transgresiones marinas ocurridas desde el Pleistoceno tardío en un borde continental tectónicamente activo a partir de registros geomorfológicos? ¿Son los datos a obtener y sus interpretaciones asociadas consistentes con el conocimiento del cambio del nivel del mar a nivel mundial? ¿Es posible reconocer fehacientemente el efecto de la tectónica de bloques? ¿Son las terrazas de Mancera depósitos resultantes de actividad fluvial o marina? y ¿Ha variado la posición de la línea costera desde el último interglacial en la zona?.

## 2. Material y Método

### 2.1. Área de estudio

El estudio se llevó a cabo en la isla Marqués de Mancera (39°53'S - 73°23'W). Ubicada en la bahía de Corral, la isla se encuentra rodeada al sur por la ensenada San Juan, al este por el estuario del río Tornagaleones, al noreste por el estuario del río Valdivia y al norte por el océano Pacífico. Ocupa una posición central dentro de una zona límite de mezcla de aguas continentales y marinas que constituye la desembocadura del sistema estuarial Valdivia (Fig. 2). En dirección norte sur, la isla tiene una extensión máxima de 1,2 km (Fig. 3) y posee un área de 0,61 km<sup>2</sup>. En su centro se levanta una colina de 90 m s.n.m. (S.H.O.A., 1996) de forma más bien redondeada en su superficie. En las faldas de esta elevación se adosan tres terrazas de diferente altura. La más alta origina la superficie en que se asienta la población local.

### 2.2. Levantamiento de perfiles estratigráficos

Los trabajos de terreno fueron realizados entre los meses de mayo de 2003 y 2004. La superficie de la isla fue recorrida a pie con el objetivo de identificar los afloramientos geológicos presentes en ella. Una vez localizados se procedió a trabajar en el levantamiento de perfiles estratigráficos, con el fin de establecer la textura y granulometría dentro de la secuencia estratigráfica que conforma cada depósito. Los perfiles resultaron de socavar aproximadamente 20 cm dentro de una sección determinada del afloramiento escogido usando un martillo geológico, luego se realizó una limpieza exhaustiva del perfil en busca de definir claramente los diferentes estratos presentes en la secuencia estratigráfica. Una vez medida la altura del perfil y el



espesor de cada estrato, se describieron las características sedimentológicas macroscópicas de los sedimentos (tipo, textura, coloración y disposición), acompañando la descripción con dibujos y registros fotográficos. Se realizó el levantamiento de 15 perfiles estratigráficos de los cuales 10 fueron elegidos para efectuar las interpretaciones. Las columnas estratigráficas fueron digitalizadas empleando el programa computacional Golden Software Strater.

### **2.3. Análisis de muestras de sedimento**

#### *2.3.1. Recolección de muestras*

Con el fin de apoyar las descripciones morfológicas e interpretaciones geológicas realizadas en la isla, se recolectaron muestras de sedimento desde algunos estratos de cada perfil para su posterior análisis sedimentológico. La extracción de sedimento se realizó con una espátula tomando una cantidad de muestra representativa que fue trasladada al laboratorio en bolsas de plástico secuencialmente rotuladas. Las muestras fueron obtenidas en su mayoría desde estratos arenosos.

#### *2.3.2. Análisis de sedimento*

Se realizó un análisis mineralógico bajo el binocular como una primera aproximación detallada a los materiales que conforman cada depósito. Se realizaron análisis granulométricos sobre los sedimentos arenosos de las terrazas y las playas de la isla. La granulometría obtenida sobre estos sedimentos responde principalmente a que sobre la arena es fácil obtener parámetros estadísticos que ayudan en la interpretación del paleoambiente de depositación. Además se realizaron análisis texturales en los sedimentos de la terraza superior. Mediante tamizaje en húmedo en mallas estándar de 2 y 0,063 mm se separó cada muestra en sus tres fracciones

principales: grava, arena y fango (Folk, 1980). Cada fracción fue secada por 24 h a 60°C con el fin de conocer su peso seco. El contenido de material combustible fue determinado por diferencia de pesos después de incineración a 550°C por 4 h (Mills, 1978). Sobre la grava y fango solo se determinó peso seco y contenido de material combustible. El contenido de carbonatos se determinó a partir de la fracción de arena, previamente incinerada por digestión en ácido clorhídrico diluido al 10% (Ingram, 1971). Para quitar el HCl, cada muestra fue lavada sobre un tamiz de 0,063 mm, secada a 60°C y finalmente pesada. Nuevamente por diferencia de peso fue obtenida la cantidad de carbonatos presente en la fracción. Finalmente se obtuvieron las características granulométricas de la arena usando un tubo de decantación (Emery, 1938; Gibbs *et al.*, 1971). Los estadígrafos de tendencia central y dispersión: tamaño medio, selección, asimetría y curtosis normalizada fueron obtenidos empleando el método de momentos propuesto por Seaward–Thompson & Hails (1973). La clasificación de tamaño medio de la arena se realizó siguiendo la escala logarítmica para sedimentos de Wentworth (1922).

Los estadígrafos de tendencia central y dispersión fueron analizados estadísticamente mediante análisis discriminante con el programa STATGRAPHICS PLUS versión 5.1. Se contrastaron los estadígrafos de los sedimentos de las terrazas superior e intermedia con datos modernos de sedimentos de playa y de estuario (Pino & Jaramillo, 1992; Pino & Navarro, 2005; Villalobos, 1997) y de playas de isla Mancera.

#### **2.4. Dataciones radiocarbónicas**

Con el objetivo de conocer la edad de formación de los depósitos que conforman las terrazas intermedia e inferior, se procedió a tomar muestras de material vegetal para su datación

radiocarbónica mediante aceleración de espectrometría de masa. Las muestras fueron almacenadas en papel de aluminio con el fin de evitar contaminación por manipulación y posibles errores al momento de su datación.

La terraza intermedia fue datada a partir de dos muestras de carbón y la terraza inferior a partir de trozos de madera y junco. La muestra de madera fue enviada al laboratorio Poznan Radiocarbono, University Foundation of the Adam Mickiewicz, Polonia. Las muestras de carbón y junco fueron enviadas al Laboratorio Iso-Trace de la Universidad de Toronto - Canadá. La datación fue corregida a años calendario usando la curva de calibración CALIB REV. 5.0 (Reimer *et al.*, 2004).

## 2.5. Medición altimétrica

La altura de cada terraza fue determinada usando el Sistema de Posicionamiento Global Diferencial con precisión geodésica. Se realizó la medición de cinco puntos geodésicos, tres de ellos medidos sobre la terraza superior, uno sobre la terraza intermedia y uno sobre la terraza inferior (Tabla 3, Fig. 4). Se utilizó como referencia el punto S.H.O.A. ubicado en Valdivia frente la Gobernación Marítima (39°48'51.9"S - 73°14'55"O), se encuentra a 2,45 m de altura con respecto al nivel 0 del mar que corresponde al nivel de reducción de sondas (N.R.S.) calculado por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. La altura fue calculada a través del programa computacional PINNACLE versión 1000 y el cálculo de altura final (hf) resultó de la diferencia entre la altura dada por el sistema (hs) y la altura del punto S.H.O.A. (hp: 2,45 m) más la altura del punto base (hb: 12,05 m) más la altura de la vara de medición (hv: 1 m).

$$\text{Cálculo final: } hf = hs - (hp + hb + hv)$$

Una imagen aérea vertical fue georeferenciada en coordenadas U.T.M. sobre la base de la medición de los puntos geodésicos. Usando las alturas exactas obtenidas a partir de los cinco puntos geodésicos y la carta 1:50.000 del I.G.M. (1970), se procedió a realizar dos perfiles topográficos esquemáticos para isla Mancera (transectos noroeste - sureste y oeste - este).

### 3. Resultados

#### 3.1. Geomorfología

Usando la información obtenida desde los perfiles estratigráficos (Fig. 4) se identificaron las diferentes unidades de depositación dando paso a la construcción de un mapa geológico de isla Mancera que se muestra en la Figura 5. Se reconocen cinco unidades: los sedimentos actuales que conforman las playas de la isla, los depósitos que conforman la terraza inferior, intermedia, superior y las rocas metamórficas del basamento local.

El núcleo de isla Mancera esta conformado por una colina constituida en su totalidad por las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Duhart *et al.*, 2001). En los bordes de la colina se adosan tres terrazas de diferente altura. La terraza superior está conformada por arenisca y ceniza volcánicas, conglomerados y arenas derivadas del basamento local metamórfico. Esta terraza es la de mayor extensión areal ocupando un 44,3 % del territorio insular (Fig. 5). Presenta un desnivel con una inclinación en sentido norte-sur. En el sector norte (Fig. 4) alcanza una altura de 22,44 m N.R.S., mientras que hacia el sureste y suroeste desciende a 19,39 y 18,88 m N.R.S., respectivamente (Tabla 3). Esta terraza conforma acantilados en los bordes norte y noroeste de la isla.

Una segunda terraza se desarrolla en el sector sur oriental de la isla a una altura de 3,9 m N.R.S. (Tabla 3). Este nivel constituye la terraza intermedia y comprende un 6,6 % de la superficie insular (Fig. 5). El depósito se compone de arena y grava sin consolidación derivadas del basamento local metamórfico.

Un tercer nivel de terraza registrado a 1,32 m N.R.S. (Tabla 3) se encuentra restringido al borde oeste de la isla, pero remanentes de ella también afloran en el borde norte. El depósito se compone de sedimentos orgánicos de origen vegetal que conforman una turba y representa un 0,82 % de la superficie insular (Fig. 5).

La isla Mancera presenta playas arenosas cuyos sedimentos derivan del basamento local metamórfico. Las playas predominan en los bordes este y suroeste de la isla. La berma de las playas está constituida por clastos derivados del basamento local redondeados de diversos tamaños, las arenas de la cara de la playa son de tamaño medio a grueso. Al noroeste y noreste se presenta una costa constituida por bordes rocosos y escarpados que en algunos sectores presenta pequeñas playas arenosas.

Las rocas metamórficas que afloran en la isla corresponden principalmente a esquistos grises.

### **3.2. Estratigrafía de los depósitos cuaternarios**

La descripción detallada de las secuencias estratigráficas obtenidas desde los perfiles de la terraza superior (perfiles 1, 2, 3, 4, 5 y 9), la terraza intermedia (perfiles 6, 7 y 8) y la terraza inferior (perfil 10), se presentan descritas en detalle en el Anexo 1. A continuación se presenta una descripción de la estratigrafía general de la isla.

#### **3.2.1. Terraza superior**

La Figura 6 presenta las secuencias estratigráficas más completas que se obtuvieron a partir de los afloramientos de la terraza. Este nivel aflora bordeando todo el contorno de la colina

(Fig. 5). En el sector norte aflora a una altura de 22,4 m N.R.S. (Tabla 3), a partir de donde disminuye gradualmente de altura hasta desaparecer en el sector sur oriental.

Los depósitos de esta terraza están compuestos por dos tipos de sedimentos marcadamente distintos. Hacia el norte, en la base de las columnas estratigráficas afloran las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (Duhart *et al.*, 2001), sobre las cuales se depositaron sedimentos de origen alóctono correspondiente a arenisca volcánica (cancagua). Hacia el sur por el costado este, los depósitos representados en los perfiles 1, 2 y 3 (Fig. 6) están conformados por sedimentos de origen autóctono compuestos por arenas y conglomerados de grava que derivan del basamento local metamórfico, predominando la presencia de esquistos, cuarzo y abundante mica. Las arenas se presentan estratificadas y algunas lo hacen en finas láminas (Perfil 1, Fig. 7A), los estratos de grava predominan en las secuencias estratigráficas alternados desde la base hasta el techo de los afloramientos (Fig. 6 y 7B). Los clastos alcanzan diversidad de tamaños que varían entre 1 y 15 cm de diámetro y se encuentran en algunos sectores en avanzado estado de meteorización. También se observan algunos estratos de sedimentos finos que corresponden a cenizas derivadas del volcanismo andino interglacial. En el mismo sector, entre los perfiles 2 y 3 (Fig. 4) se observan depósitos de cancagua a nivel basal bajo y también sobre depósitos de ceniza volcánica de entre 1 y 2 m de espesor. Hacia el sur se observa una secuencia compuesta por cancagua de 1,8 m de altura que corresponde a capas de una arenisca relativamente fina y muy meteorizada que presenta capas finas de ceniza. La cancagua en este costado y por efectos de erosión costera, a veces aflora sólo como capas de poco espesor.

La estratigrafía presentada en los perfiles 4 y 5 (Fig. 6) presenta en la parte inferior de la secuencia depósitos característicos de la terraza superior, así desde la base que corresponde al nivel de la playa y hasta 1,1 m de altura, afloran cenizas volcánicas meteorizadas y

conglomerados de grava >2 cm de diámetro. Por sobre una discordancia erosiva ubicada 1,1 m se presentan depósitos de grava fina y suelos que contienen restos de cerámica y carbón y que por lo tanto no son de edad interglacial. Hacia el sur, los depósitos de la terraza interglacial afloran constituyendo la actual terraza de abrasión conformada por los sedimentos de la canchagua.

La estratigrafía obtenida del sector suroeste en el perfil 9 (Fig. 4, 6 y 8) de 11,2 m altura contiene la secuencia de depósitos más completa de la terraza en la isla. En la base presenta un estrato de conglomerado correspondiente a grava de tamaño medio cuyos clastos derivan del basamento metamórfico. Hacia el techo se presentan sedimentos finos que corresponden a un fango arcilloso, luego se observa un depósito de turba que contiene abundantes restos de insectos y vegetales, fragmentos de cuarzo y carbón. Hacia el techo, afloran depósitos de arena fina que derivan del basamento local metamórfico, sobre los cuales aflora un estrato de arena gruesa que contiene moluscos invertebrados en estado subfósil que conforman una tanatocenosis. En la parte superior de la secuencia y en un espesor estimado de 6 m aparece el depósito de canchagua.

En la playa adyacente a los perfiles 4 y 5 del sector sur oriental aflora, por debajo de la arena reciente, una turba fangosa color gris oscuro rica en mica. Contiene restos de hojas, semillas, madera carbonizada y se advierte la presencia de impresiones de moluscos marinos (almejas, cholgas y otros) cuyas conchas desaparecieron por la acidez propia del ambiente reductor característico de un pantano (Fig. 9). En este sector de la playa también afloran tocones de troncos *in situ*. Estas capas son las más basales de la secuencia interglacial en Mancera.

Alrededor de la isla se observa un estrato de conglomerado caracterizado por un alto contenido de grava angulosa, los clastos son de diversidad de tamaños, se presentan desordenados y en otros sectores dispuestos en posición horizontal y rodeados por una matriz <15 %, abunda la



presencia de cuarzo. En el sector oeste de la isla, el estrato se depositó sobre la roca metamórfica, mientras que en el sector este, se depositó sobre los sedimentos de la canchagua.

### 3.2.2. Terraza intermedia

Este nivel de terraza aflora en todo el borde sur oriental de la isla (Fig. 4, 5 y 10A) a una altura de 3,9 m N.R.S. (Tabla 3). Los sedimentos de grava y arena que componen la terraza derivan del basamento local metamórfico. Los depósitos corresponden en su mayoría a arenas sin consolidación que se presentan finamente laminadas. Entre las arenas afloran capas de fragmentos de clastos de cuarzo y esquisto de centímetros de espesor, además de trozos de carbón presentes en algunos niveles. Algunas capas arenosas presentan clastos dispersos de esquisto y cuarzo de entre 3 y 7 cm. El suelo sobre la terraza también presenta clastos angulosos <2 cm de diámetro que se encuentran dispersos (Fig. 10B).

### 3.2.3. Terraza inferior

El afloramiento se ubica en el sector oeste de la isla, pero remanentes de ella afloran en el sector norte (Fig. 4 y 5), presenta una altura de 1,3 m N.R.S. (Fig. 11A). A través de la pendiente que limita la parte proximal de la terraza escurre agua constantemente proveniente de las vertientes de la colina hacia la playa por lo que la terraza se mantiene permanentemente saturada de agua, esto genera condiciones óptimas para el desarrollo de especies vegetales de las Familias *Juncaceae* y *Cyperaceae* (junco, nalca y caña). Este nivel está constituido por sedimentos orgánicos de origen vegetal que conforman una turba café oscura poco compactada compuesta por restos vegetales (junco) y madera, además contiene trozos de carbón, restos de insectos en altas cantidades, fragmentos de cuarzo y mica. Este depósito predomina en la secuencia

estratigráfica, pero a 60 cm de su techo aflora un depósito inorgánico que consiste en una arena gruesa con abundantes fragmentos de material que deriva del basamento local metamórfico. En la base, la secuencia consiste de un estrato de grava, los clastos de esquisto son  $>15$  cm de diámetro, aplanados y dispuestos en posición horizontal, también se observan sedimentos volcánicos (cancagua) en posición basal (Fig. 11B). Sin embargo, en los bordes norte y sur del afloramiento en vez de la turba afloran depósitos de sedimentos finos que contienen abundantes clastos de esquisto y cuarzo angulosos, desordenados y dispersos.

### 3.3. Análisis de sedimentos

Terraza superior: La observación realizada bajo binocular revela que los sedimentos arenosos del perfil 1 y 2 derivan del basamento local metamórfico. La Tabla 1 muestra los resultados obtenidos en el análisis textural y granulométrico. La granulometría revela que las arenas son de tamaño medio con selección que varía de moderada a mala. El contenido de grava en los sedimentos arenosos alcanza el 10%. El contenido de fango orgánico varía entre 2 y 11 % y el material calcáreo presente en la fracción de arena varía entre 0,2 y 0,8 %.

El perfil 9 presenta dos tipos de sedimentos marcadamente distintos. Sobre el depósito basal de grava y hasta 1 m de altura, se presentan sedimentos alóctonos de origen volcánico a juzgar por la alta presencia de cenizas volcánicas que se encuentran cohesionadas entre sí (algunas de ellas meteorizadas) y la presencia de restos de material vegetal retransportado (P5 a P9). Estos depósitos presentan contenidos de fango que superan el 80 %, las arenas de tamaño medio fino presentan una selección de granos moderada, presente en cantidades menores al 13 % (Tabla 1). Por otra parte, las cenizas cohesionadas alcanzan tamaños de granos de arena, alterando los contenidos reales de esta y subestimando la cantidad de fango presente. Siguiendo

la secuencia hacia el techo, se presentan sedimentos que conforman una turba sobre la cual se encuentran los sedimentos de origen autóctono a juzgar por su composición, arenas derivadas del basamento local metamórfico. En esta sección de la secuencia, los contenidos de arena y fango totales varían en un amplio rango y los porcentajes de grava no superan el 1 %. En la secuencia superior del depósito, el contenido de fango orgánico alcanza un 5 %, mientras que en la inferior supera el 10 %. El material calcáreo presente en la fracción de arena varía entre 0,2 y 1 % y el contenido de grava no supera el 3 % (Tabla 1).

Terraza intermedia: El registro granulométrico señala que el depósito consiste en estratos de arena media con alto exceso de granos gruesos que se intercalan con estratos de grava. El análisis bajo binocular revela que los sedimentos de grava y arena derivan del basamento local metamórfico. Los sedimentos de esta terraza no fueron analizados texturalmente porque claramente predomina la presencia de arena.

Friedman & Sanders (1978) propusieron que la relación entre los valores de selección y asimetría en sedimentos arenosos permitiría diferenciar sedimentos fluviales. Al graficar tales estadígrafos para los sedimentos arenosos de las terrazas superior e intermedia, incluyendo muestras de arena de playas modernas de Mancera (Fig. 12A) y siguiendo la relación propuesta en la gráfica de Friedman & Sanders (1978) (Fig. 12B), se observa que las muestras de la terraza superior se diferencian de aquellas de la terraza intermedia, mientras estas últimas se mezclan con los sedimentos recientes de playa.

Al examinar mediante análisis discriminante los estadígrafos de tendencia central y dispersión obtenidos en sedimentos de las terrazas superior e intermedia (Tabla 2), contrastados con los estadígrafos de sedimentos modernos de la playa actual (cara y berma) de isla Mancera, de la costa valdiviana (Pino & Jaramillo, 1992; Pino & Navarro, 2005) y del sistema estuarial

Valdivia (Villalobos, 1997), fue posible intentar definir el origen de los sedimentos de ambas terrazas, aun cuando no se contó con datos recientes de sedimentos fluviales. En primer lugar, los sedimentos modernos fueron correctamente clasificados (100 %) en los dos grupos propuestos por el factor de clasificación (estuario - playa). Una vez definida la función discriminante (ver Tabla 2), esta fue empleada como modelo de predicción para los sedimentos de la terraza intermedia. Tras el análisis se obtuvo que el 100 % de estos corresponden a sedimentos de playa. Como no se disponía de un conjunto de sedimentos de origen fluvial para establecer una posible relación con los sedimentos de la terraza superior, se optó por originar un tercer grupo en el factor de clasificación denominado “terrazza”, utilizando el mismo set de datos modernos a contrastar esta vez con los estadígrafos de la terraza superior. Así, en este análisis tal factor de clasificación incluía los grupos playa, estuario y terraza. El 91 % de los casos fue correctamente clasificado, de 68 muestras de estuario, 7 fueron clasificadas en el grupo “terrazza”, mientras que de 13 muestras de la terraza, 2 fueron clasificadas en el grupo “playa”. El análisis discriminante indica que la *media* explica el 84 % de la función discriminante, mientras que la *selección* explica el 15 % de la función del grupo “terrazza”.

#### 3.4. Dataciones radiocarbónicas

La Tabla 4 muestra los resultados de las dataciones radiocarbónicas. Las muestras Geouach 8 y 18, obtenidas desde la turba de la terraza inferior, presentaron edades radiocarbónicas de  $300 \pm 30$  A.P. años  $^{14}\text{C}$  y  $309 \pm 50$  años  $^{14}\text{C}$  A.P., respectivamente. Al ser calibradas (CALIB 5.0; Reimer *et al.*, 2004), ambas edades originan un rango ( $2\sigma$ ) de 1478 - 1603 años cal. D.C. y 1456 - 1663 años cal. D.C., respectivamente. La muestra Geouach 19 obtenida desde la capa 7 del perfil 5-A y en la que predomina la presencia de conglomerados del

basamento local metamórfico en arenas medias (Fig. 6), presentó una edad radiocarbónica de  $1432 \pm 50$  años  $^{14}\text{C}$  A.P., edad que al ser calibrada origina un rango ( $2\sigma$ ) de 587 - 654 años cal. D.C. La muestra Geouach 20 obtenida desde un depósito de la terraza intermedia compuesto por arenas sin consolidar que contiene trozos de carbón (perfil 6, Fig. 4), presentó una edad radiocarbónica de  $6427 \pm 60$  años  $^{14}\text{C}$  A.P. (Tabla 4), edad que al ser calibrada origina un rango ( $2\sigma$ ) de 7453 - 7457 años cal. A.P. Las edades fueron calculadas usando una vida media del  $^{14}\text{C}$  de 5730 años.

### 3.5. Cambio del nivel del mar

La isla Mancera ocupa un territorio de  $0,61 \text{ km}^2$  donde destaca la presencia de tres niveles de terraza en un área pequeña que corresponde a un solo bloque tectónico. Así, los movimientos de la corteza que afectan a la más joven de las terrazas, perturban en igual magnitud a las otras dos, lo que permite entonces calcular movimientos tectónicos verticales locales. La situación reviste gran importancia al momento de interpretar la fluctuación del nivel del mar en el tiempo en una región caracterizada por los constantes movimientos tectónicos asociados a una zona de convergencia de placas.

El primer registro corresponde a la terraza inferior a una altura de 1,3 m N.R.S., está compuesta por sedimentos orgánicos que conforman una turba, se originó en el Holoceno tardío entre 1456 y 1663 años cal. D.C. El segundo registro corresponde a la terraza intermedia a una altura de 3,9 m N.R.S. compuesta por sedimentos arenosos y grava, derivados del basamento local metamórfico que conforman una paleoplaya, se originó en el Holoceno medio en 7,4 ka cal. A.P. El tercer registro corresponde a la terraza superior con una altura máxima en la isla de 22,4 m N.R.S., compuesta por sedimentos volcánicos y arena y grava derivadas del basamento local

metamórfico, se originó en el último período interglacial. La posición y altura de estas terrazas puede observarse en las Figuras 13A y 13B.

A partir de los perfiles topográficos, las alturas de las terrazas de isla Mancera fueron referidas a la variabilidad del nivel del mar que muestran los registros de Blum & Törnqvist (2000) (Fig. 14), los que a su vez concuerdan con los registros de Amorosi *et al.* (1999), Petit *et al.* (1999), Lambeck *et al.* (2002) y Waelbroeck *et al.* (2002).

## 4. Discusión

### *La terraza del Holoceno tardío*

Un nivel de terraza de 1,3 m N.R.S. y que ocupa el 0,82 % de la superficie insular (Fig. 5 y 11) se presenta en el sector oeste y norte (remanentes) de la isla. El registro de esta terraza no ha sido documentado en la literatura. El depósito está conformado principalmente por sedimentos de origen vegetal que conforman una turba. Las edades  $^{14}\text{C}$  de las muestras, al ser calibradas (CALIB 5.0; Reimer *et al.*, 2004) originan un rango ( $2\sigma$ ) de 1478 a 1603 años cal. D.C. y 1456 a 1663 años cal. D.C., respectivamente (Tabla 4). Considerando el hundimiento del bloque costero de 1,8 - 2,0 m como consecuencia del terremoto de 1960 (Weischet, 1960; Lomnitz, 1970; Plafker & Savage, 1970; Laugenie, 1982; Bartsch-Winkler & Schmoll, 1993), la altura de la terraza formada entre 1456 y 1663 años cal. D.C. era de un orden de 3 m N.R.S.

Lomnitz (1970) en una recopilación histórica de terremotos y tsunamis registrados en Chile desde 1535 a 1955, señala tres grandes terremotos en la zona centro sur en el siglo XVI. En 1562 (Región de La Imperial), 1570 (Concepción) y 1575 (Valdivia). Este último evento registrado el 16 de diciembre estuvo seguido por un fuerte tsunami y es señalado como el primer gran terremoto para la provincia de Valdivia de una intensidad similar al registrado el 22 de mayo de 1960 (Lomnitz, 1970; Laugenie, 1982). La edad del evento cosísmico (1575) queda incluida dentro del rango de edad obtenida para la terraza.

La turba que conforma la mayor parte de la terraza está caracterizada por la presencia de restos de material vegetal (junco y madera) y abundante detritus de insectos. Siguiendo la descripción de Bartsch-Winkler & Schmoll (1993), la presencia de conchas, espículas de diatomeas y foraminíferos en la turba indican probablemente un origen en aguas más profundas

(zona intermareal baja o submareal cercano a la costa) que las que contienen detritus de insectos y muchas plantas y semillas, las cuales debieran haber sido depositadas cerca o dentro de un pantano (zona supramareal). Según estas descripciones, la turba de la terraza inferior se habría desarrollado en la zona supramareal.

Atwater *et al.* (2004) registra una terraza de origen cosísmico de 1 a 2 m de altura en la costa este de Japón. La terraza presenta sedimentos de turba sobre fango en que se intercalan capas de tefra volcánica con fechas radiocarbónicas de mediados del siglo XVII. Según Atwater *et al.* (1992; 2004) y Sawai *et al.* (2002), el cambio en la estratigrafía hacia el techo desde depósitos inorgánicos (fango o arena) a depósitos orgánicos (turba o fango turboso) ocurre como respuesta a movimientos de alzamiento tectónico. En Mancera la turba es interrumpida en el nivel de 0,52-0,67 m por una capa de arena media a gruesa derivada del basamento local metamórfico. Al respecto, Atwater *et al.* (2004) señala que un cambio hacia el techo desde arena media-gruesa a fango turboso implica un evento de alzamiento tectónico. Además, la berma de la playa actual en este sector está compuesta por clastos del basamento metamórfico de tamaño superior a 15 cm de diámetro, planos y redondeados y hacia el borde noroeste de la terraza bajo la turba se presenta un estrato basal compuesto por clastos del basamento de las mismas características morfológicas de aquellos de la berma de la playa actual. En el depósito los clastos son planos y están dispuestos en posición horizontal. Según Atwater *et al.* (1992), la presencia de depósitos de grava bajo sedimentos turbosos implica alzamiento.

Atwater *et al.* (2004) concluyen que de acuerdo a las edades obtenidas en las capas de tefra volcánica de la terraza en Japón, los alzamientos tectónicos comenzaron a mediados del siglo XVII. Agregan además que la analogía más cercana al origen de esa terraza puede ser cambios de nivel continental asociado a grandes terremotos en Chile y Alaska. Sobre la base de



los antecedentes presentados por Bartsch-Winkler & Schmoll (1993) y Atwater *et al.* (1992, 2004), el origen más probable de la terraza inferior en Mancera estaría relacionado a un evento de alzamiento cosísmico.

El trabajo publicado recientemente por Cisternas *et al.* (2005) en el estuario del río Maullín ( $41^{\circ} 37' S$ ), señala que de acuerdo a las características y composición de un depósito de arena de tsunami datado entre 1420 y 1620 años cal. D.C., registrado bajo un depósito correspondiente a la lámina de arena del tsunami de 1960, el evento cosísmico de 1575 resultó en hundimiento tectónico. La lámina de tsunami corresponde a un suelo arenoso de coloración oscura, enterrado sin rizomas fósiles con una lámina de material quemado a centímetros del techo del suelo, se advierte la presencia de restos de plantas carbonizadas en posición de crecimiento. Sus resultados se basan en análisis del origen de colonias de diatomeas ubicadas sobre la arena de tsunami, las cuales serían más marinas que aquellas que se presentan bajo el suelo. Los autores señalan que de acuerdo a los cronistas de la época la zona permaneció en estado de inundación durante algún tiempo. Todos estos antecedentes llevan a los autores a interpretar un hundimiento tectónico en la zona de Maullín después del terremoto y tsunami de 1575. Es necesario precisar que los regímenes de marea de Maullín y Valdivia son diferentes. En el primer caso corresponde a un sistema mesomareal con 2,48 m de rango mareal en sicigia, en el segundo es de tipo micromareal con un valor de 1,48 m para igual parámetro. Esta diferencia podría originar que a pesar de existir un levantamiento cosísmico del orden de 2 m, en Maullín la superficie hundida aún estaría bajo la influencia mareal, mientras que en Valdivia el ambiente evolucionaría a supramareal.

Si bien estas interpretaciones tienen un análogo en el registro arenoso de 1960 obtenido por Cisternas *et al.* (2005) en la zona de Maullín, las dataciones radiocarbónicas obtenidas desde

la terraza de Mancera, sumado a las interpretaciones derivadas de la composición de la turba y las evidencias derivadas de la estratigrafía del depósito, indican que el patrón de deformación vertical registrado tras el terremoto y tsunami de 1575 en la zona de Valdivia correspondió a un alzamiento tectónico del bloque costero. Así, este es el primer antecedente científico que indica que asociado a un terremoto de gran magnitud en la región, puede ocurrir alzamiento del bloque costero.

El nivel de la terraza inferior no representa un origen eustático o transgresivo como indicador de cambio en el nivel del mar, ya que la presencia de turba es característico de ambientes continentales. Cabe destacar que esta terraza es un rasgo común a muchos otros lugares del litoral valdiviano (*e.g.* playa Rosada, sector norte de playa Grande Niebla, Calbuco).

### ***La terraza del Holoceno medio***

Un nivel de terraza de 3,9 m N.R.S. fue registrado en el sector sureste de la isla Mancera. Los análisis señalan que los sedimentos corresponden a arenas medias derivadas del basamento local metamórfico. La muestra Geouach 20 presentó una edad radiocarbónica de  $6427 \pm 60$  años  $^{14}\text{C}$  A.P., que al ser calibrada (CALIB 5.0; Reimer *et al.*, 2004) origina un rango ( $2\sigma$ ) de 7453 - 7457 años cal. A.P. Estas dataciones sumadas a la granulometría y estadística realizadas sobre los sedimentos permiten asignar un período de formación de la terraza intermedia correspondiente a la máxima transgresión del Holoceno medio. Considerando el hundimiento del bloque costero de 1,8 - 2,0 m bajo el actual nivel del mar en la región, tras el tsunami de 1960 (Weischet, 1960; Lomnitz, 1970; Plafker & Savage, 1970; Laugenie, 1982; Bartsch-Winkler & Schmoll, 1993), y considerando el alzamiento de 1575 de 3,3 m, la altura estimada de la terraza antes de ese evento cósmico era de 2,6 m N.R.S.

El registro de Pino & Navarro (2005) en la costa de Chan-Chan (39° S), reconoce una fase de ocupación humana entre 5460 y 5610 años  $^{14}\text{C}$  A.P. (6250 y 6420 años cal. A.P.) a una altura de 8 m N.R.S. que correspondería al registro de la máxima transgresión del Holoceno medio. Si bien la estratigrafía de la terraza en Mancera y Chan-Chan coincide en estar conformada por estratos de arena media laminada en que se intercalan horizontes de grava, en Mancera la transgresión está registrada a 3,9 m N.R.S., estando ambas zonas ubicadas a la misma latitud. Cabe señalar que en esta investigación la medición de la terraza es de precisión milimétrica (obtenida mediante G.P.S. diferencial), mientras que en el registro de Chan-Chan la altura fue determinada luego de medir la altura de sucesivas mareas altas de sicigia, por lo que la medición es de baja precisión. Sin embargo y pese al error propio de la metodología utilizada, la altura de la terraza en Chan-Chan difiere varios metros con respecto de isla Mancera. Esta diferencia entre ambos depósitos debiera estar relacionada a que ambas zonas corresponden a diferentes bloques tectónicos.

Según Pino & Navarro (2005), la máxima transgresión del Holoceno medio es prácticamente sincrónica en todo Chile, sin embargo en Mancera las dataciones difieren en más de 1000 años con las de Chan-Chan (7,4 y 6,2 - 6,4 años cal. A.P., respectivamente; Pino & Navarro, 2005), estando ambas zonas ubicadas a la misma latitud.

Si bien los registros polínicos señalan un intervalo de tiempo de entre 10 y 5,8 ka  $^{14}\text{C}$  A.P. para el óptimo climático en la Región (Heusser, 1974; Moreno, 2003; Abarzúa, 2004), el registro de Chan-Chan y Mancera indican al menos que las máximas del evento cálido se sitúan entre 5,4 y 6,4 ka  $^{14}\text{C}$  A.P., lo que además concuerda con los fechados radiocarbónicos obtenidos por Hervé *et al.* (2003) desde un horizonte marino en la costa central de Chile que sitúan el evento en 5,6 ka  $^{14}\text{C}$  A.P.

### ***La terraza interglacial***

El ascenso del nivel del mar durante el último período interglacial del Pleistoceno tardío dejó un registro en la Región de Los Lagos que ha sido bien documentado desde mediados del siglo XX (Brüggen, 1945; 1950a; Fuenzalida *et al.*, 1965; Lauer, 1968; Illies, 1970; Laugenie, 1982; Rojas, 1990; Antinao & McDonough, 1999; Pino *et al.*, 2002). Los registros extremos de altura de la terraza de canchagua por sobre el nivel del mar actual varían entre 10 y 67 m s.n.m. a lo largo de la costa valdiviana (Pino, 2003).

Al apreciar el entorno de la Bahía de Corral se observa que el margen continental está rodeado en toda su extensión por la terraza de edad interglacial. En isla Mancera esta terraza aflora bordeando todo el contorno de la colina, las alturas varían entre 22,44 m N.R.S. al norte y 18,89 m N.R.S. al oeste (Tabla 3), la inclinación que presenta la terraza en sentido norte-sur fue generada probablemente por basculamiento tectónico del bloque que conforma la isla.

Un alzamiento progresivo del borde costero en Valdivia, señalado por Pino & Navarro (2005) se aprecia precisamente en este registro de 22,44 m N.R.S., considerando que la evidencia mundial indica que en ese momento el mar estaba 2 a 8 m s.n.m. (Gallup *et al.*, 1994; Esat *et al.*, 1999; Esat & Yokoyama, 2000; Lambeck *et al.*, 2002). Esta tendencia de alzamiento tectónico desde el interglacial ha sido identificada en el norte de Chile por Ota & Paskoff (1993) y en Puerto Montt - Chiloé por Atwater & Vita-Finzi (1989), Atwater *et al.* (1992) y Bartsch-Winkler & Schmoll (1993).

El origen de las capas basales de turba en el sector sureste no queda resuelto dado que la presencia de moluscos, entre los cuales se presentan del género *Aulacomya* (cholga), indicaría un ambiente marino, a lo que se suma la presencia de semillas, hojas, maderas y recientemente el

hallazgo de restos de coleóptero insertos en la turba, lo que hace muy difícil interpretar su origen sin previos análisis específicos del depósito.

### ***Origen de los sedimentos autóctonos de los depósitos interglaciales y holocénicos***

Reineck & Singh (1980) sugieren el uso de parámetros de tamaño de grano como indicador de ambiente solo si está unido a parámetros de estructura y características sedimentarias, señalando que la distribución de tamaño de grano es útil como indicador de medioambiente debido a que es producto de los factores hidrodinámicos propios de un medio determinado.

La relación entre el coeficiente de selección y el tamaño medio de los granos ha sido utilizada como indicador medioambiental (Friedman, 1961; Friedman & Sanders, 1978; Reineck & Singh, 1980). En ambientes actuales se puede decir que las arenas costeras muestran una mejor selección que las arenas fluviales. (Friedman, 1961; Friedman & Sanders, 1978; Reineck & Singh, 1980). Según Taira & Scholle (1979), los parámetros que muestran mayor éxito en la discriminación de medioambiente de depositación sedimentaria son los que están relacionados a las colas de la distribución (asimetría y curtosis), señalando que las variables comúnmente utilizadas para discriminación de ambiente (media y selección) están más influenciadas por factores de proveniencia del sedimento que por factores de medio ambiente de depositación. Las arenas de río de tamaño de grano medio a fino y muy fino pueden ser distinguidas de los granos de arena de playas sobre la base de gráficos de asimetría versus selección propuestos por Friedman (1961) y Friedman & Sanders (1978).

Tal como fue mencionado con anterioridad, sedimentos arenosos tomados desde depósitos interglaciales, holocénicos y actuales fueron analizados granulométricamente. Como se puede

apreciar en la Figura 12 basada en Friedman & Sanders (1978), los sedimentos arenosos de la terraza superior ocupan una posición distinta de aquellos de la terraza intermedia y la playa de Mancera. De acuerdo a lo propuesto por los autores, los sedimentos autóctonos de la terraza superior ocupan una posición descrita para sedimentos fluviales. La asimetría de playas actuales es generalmente positiva, mientras que en los sedimentos fluviales predomina una asimetría negativa, es decir, exceso de granos gruesos.

En los sedimentos autóctonos de los perfiles 1 y 2, la selección de los granos varía entre 0,5 y 1 (Tabla 1), valores considerados como una selección de granos moderada a mala y que es característica de una depositación fluvial de los sedimentos (Friedman, 1961). Estos mismos sedimentos contienen carbonatos que varían entre 0,2 y 0,8 % (Tabla 1), mucho menor que los porcentajes promedio que muestran las playas de la X Región (3,5 %, Pino & Jaramillo, 1992).

El análisis discriminante realizado con sedimentos de playa, estuario y terraza, revela que los depósitos de la terraza intermedia corresponden a sedimentos de playa. Por otra parte, el análisis clasifica dos de las trece muestras de la terraza superior dentro del grupo “playa”. Estas dos muestras corresponden a sedimentos de arena media que presentan las mejores selecciones de granos (P1-3 y P2-6, ver Tabla 1), razón por la cual son ingresadas al grupo “playa”. También el análisis reclasificó 7 de las 68 muestras de estuario dentro del grupo “terrazza”, la clasificación se explica en que estos sedimentos presentan las peores selecciones de grano (sobre 0,8). Se deduce que el análisis agrupa a los sedimentos caracterizados por presentar arenas con selecciones que van de moderadas a malas dentro del grupo “terrazza”. Por esta razón, los sedimentos de la terraza superior al estar clasificados en un factor distinto de los propuestos inicialmente, no corresponden a sedimentos de playa ni de estuario. Por otra parte, los parámetros texturales de la arena reflejan el modo y la energía de transporte de los granos (Friedman, 1961). Las arenas de río muestran

valores de selección superiores a 0,5 (Friedman, 1961). De acuerdo a lo señalado por Friedman & Sanders (1978), las peores selecciones de grano se presentan en sedimentos fluviales o glaciales y dado que la terraza no presenta sedimentos de características glaciales, se desprende que la terraza superior estaría compuesta por sedimentos de origen fluvial.

En general y con excepción de los depósitos de residuo, sedimentos más gruesos son encontrados en medio ambientes de alta energía, mientras que sedimentos más finos caracterizan ambientes de baja energía (Reineck & Singh, 1980). Los clastos de grava presentes en los depósitos de la terraza superior varían entre 0,2 y 15 cm de diámetro. Esto contrasta con los depósitos de la terraza intermedia (que constituyen una paleo playa en el sector sur este de la isla), caracterizados por la escasa presencia de grava.

Finalmente, las comparaciones gráficas y estadísticas realizadas entre los parámetros granulométricos de los sedimentos autóctonos presentes en isla Mancera y la presencia de depósitos de turba y abundante madera en proceso de fosilización en distintos niveles alrededor de toda la isla, señalarían que los sedimentos autóctonos de edad interglacial de la terraza superior fueron depositados en un ambiente continental. La terraza de 7,4 ka cal. A.P. presenta sedimentos de origen costero que conforman una paleo playa, confirmando la transgresión marina hacia zonas continentales durante el Holoceno medio. Así, es posible interpretar la existencia de dos ambientes de depositación (continental y costero) en isla Mancera. La zona constituía parte del sistema fluvial durante el interglacial, lo que implica que la línea costera se ubicaba al más oeste de su posición actual. Posteriormente la zona quedó expuesta a la influencia costera y tras un cambio climático global de aumento en la temperatura, se produce la máxima transgresión marina del Holoceno medio formando el depósito de playa que conforma la terraza intermedia. Finalmente estos antecedentes confirman que la zona en que se ubica isla Mancera presentaba

una posición influenciada por un sistema fluvial, lejos de la costa durante el interglacial Santa María - Llanquihue.

### ***Interpretación de los sedimentos alóctonos***

El último período interglacial se caracterizó por una fuerte actividad volcánica de tipo ácida, activa y muy explosiva (Moreno & Varela, 1985). Esta actividad generó intensos flujos laháricos o hiperconcentrados (Laugenie, 1982; Rojas, 1990; Pino *et al.*, 2002, 2003; Jara *et al.*, 2003) que avanzaron desde los sectores andinos de su formación hasta la zona costera (Moreno & Varela, 1985; Rojas, 1990; Pino, 1999; 2003). En isla Mancera hay diversas evidencias que señalan que el material alóctono fue transportado y depositado con un alto nivel energético. Entre estas destaca la presencia de canchagua masiva (es decir, sin ser retrabajada por un cuerpo de agua), la presencia de árboles en estado subfósil insertos en depósitos de ceniza volcánica ubicados sobre los sedimentos de la canchagua y la presencia de moluscos en estado subfósil redepositados, conformando una tanatocenosis (perfil 9, Fig. 6 y 8).

Los depósitos del sector este de la isla revelan sucesivas llegadas de flujos de ceniza y arena volcánica que ocurrieron durante la depositación de la canchagua. Así también lo indica la secuencia estratigráfica que presenta el perfil 9 (Fig. 6), en que entre medio de la llegada de flujos de material alóctono se fueron depositando sedimentos de material autóctono (turbas, arenas y gravas derivadas del basamento local metamórfico).

### ***Nivel del mar***

En la Figura 14 se comparan las alturas obtenidas desde las terrazas de Mancera con el referente mundial que muestran los registros de Blum & Törnqvist (2000). De acuerdo a esto, se



verifica que los eventos de cambio del nivel del mar interglacial y holocénico que han ocurrido en esta zona están fuertemente influenciados por efecto de la actividad tectónica asociada.

Esto explica que la terraza superior se encuentre alzada en varios metros con respecto al registro mundial. Dada la erosión asociada a los períodos fríos es imposible contar con registros geomorfológicos que evidencien los niveles bajos que el mar alcanzó durante la glaciación Llanquihue. De esta manera y dada la similitud entre los registros mundiales mencionados en la referencia sobre la base de la cual se construyó la curva, entre los períodos cálidos del interglacial y Holoceno medio (registrados en las terrazas superior e intermedia) teóricamente la tendencia sería similar a la mostrada en el registro mundial.

La terraza inferior registra el evento cosísmico de 1575. Si la terraza inferior mide hoy 1,3 m N.R.S. y se acepta que en 1960 el terreno se hundió 2 m, el terremoto de 1575 originó un levantamiento estimado en 3,3 m (3300 mm). Entonces, entre 1575 y 1959 (384 años) la tasa media de alzamiento tectónico fue de  $8,6 \text{ mm año}^{-1}$ .

Respecto de la terraza holocénica, en la costa australiana Baker & Haworth (2000a) calculan un rango de altura del nivel del mar relativo a los 6 ka de entre 1 y 2,5 m en un margen tectónicamente pasivo, por tanto y pese a estar influenciado por movimientos tectónicos lentos, se puede considerar como un mejor parámetro de referencia del nivel del mar de la época. De acuerdo a esto, los datos de isla Mancera señalan que pese a la imposibilidad de reconocer la tectónica asociada entre el máximo del Holoceno medio y el evento cosísmico de 1575, la terraza se presenta a niveles dentro del rango estimado a nivel mundial (2,5 a 3,5 m s.n.m.; Isla, 1989; Church *et al.*, 2001;). Asumiendo los dos terremotos gigantes de 1575 y 1960 (Cisternas *et al.*, 2005), el nivel se constituye como un punto de nivel del mar holocénico para esta región, no así

la estimación de altura de 8 m N.R.S. calculada por Pino & Navarro (2005) a la misma latitud de isla Mancera, en un sitio que claramente está influenciado por un bloque tectónico distinto.

Tal como se mencionó, Schellmann (1998) señala que solo por la tectónica activa del margen chileno, se deshecha cualquier subdivisión cronológica de terrazas marinas alzadas o hundidas para correlaciones altimétricas interregionales. Esto se demuestra por sí solo entre los registros holocénicos de Mancera y Chan-Chan (Pino & Navarro, 2005). Sin embargo y dado que en este trabajo se puede cuantificar una altura estimada antes del referente tectónico del Holoceno tardío, la similitud entre la altura de este nivel y el referente mundial señalaría que entre el período de formación de la terraza intermedia e inferior, los movimientos de deformación vertical no generaron grandes cambios en el nivel de la terraza, por tanto no habrían sido de gran intensidad, lo que permite asumir una estabilidad tectónica relativa entre el Holoceno medio y tardío.

La terraza intermedia mide hoy 3,9 m N.R.S., antes de 1960 medía 5,9 de altura, de los cuales 3,3 m correspondían al alzamiento tectónico de 1575, por lo tanto la altura de la terraza antes del evento era de 2,6 m. Los movimientos verticales relativos correspondientes a las terrazas inferior e intermedia se resumen en:

Año	Movimiento vertical	terrazza inferior	terrazza intermedia	terrazza superior
2005	sin información	1,3	3,9	22,4
1961	sin información	1,3	3,9	22,4
<b>1960</b>	<b>hundimiento</b>	-2,0	-2,0	-2,0
1959	sin información	3,3	5,9	24,4
1576	sin información	3,3	5,9	24,4
<b>1575</b>	<b>alzamiento</b>	+3,3	3,3	+3,3
1574	sin información	0	2,6	21,1

El referente mundial establece un aumento del nivel del mar durante el periodo interglacial de entre 2 a 8 m s.n.m. La terraza superior se encuentra a una altura que varía dentro de la isla entre 18,9 y 22,4 m N.R.S debido al basculamiento del bloque. El valor más alto (22,4 m) antes de 1575 era de 21,1 m. Esto significa que los registros geomorfológicos indicarían que

entre el período interglacial (110 - 127 ka atrás, Kukla *et al.*, 1997) y el Holoceno medio (6,4 ka  $^{14}\text{C}$  A.P.), asumiendo una estabilidad tectónica relativa durante la formación de la última, la zona experimentó alzamientos tectónicos verticales de gran intensidad que alzaron el bloque costero al punto de dejar el registro interglacial por sobre los 20 m de altura con respecto al nivel del mar actual, antes de la segunda transgresión marina. A esto se suma la tendencia de alzamiento tectónico que registra esta zona en particular, comprobada en esta investigación y descrita anteriormente por Pino & Navarro (2005). Nuestros datos permiten calcular una tasa de levantamiento de  $0,14 \text{ mm año}^{-1}$ , considerando que según la literatura la máxima altura del nivel del mar era de 4 m hace 120.000 años (Blum & Törnqvist, 2000).

Cabe destacar la dificultad de establecer una correlación y/o estandarización de alturas de nivel del mar entre los registros aquí mencionados dado que cada autor emplea diferentes métodos de medición y en cada país el nivel 0 del mar es definido de distinta manera, que va en acuerdo a la época y tecnología disponible. Así, la metodología usada en este trabajo es de alta exactitud.

### ***Cambio del nivel del mar***

El último interglacial comienza con el rompimiento de grandes bloques de hielo continental (Gallup *et al.*, 1994), 110 - 127 mil años atrás (Kukla *et al.*, 1997). Posteriormente comienza el retorno a las condiciones frías propias de la glaciación Llanquihue (70 - 14 ka A.P., Heusser *et al.*, 2000) y el avance de los glaciares genera una disminución paulatina en el nivel del mar. Con el descenso del mar la erosión resultante origina la formación de la terraza superior. Alrededor de 20 mil años atrás se registra el Último Máximo Glaciar que provoca un fuerte descenso en el nivel del mar (120 m bajo su nivel actual; Fairbanks, 1989; Amorosi *et al.*, 1999;

Petit *et al.*, 1999; Blum & Törnqvist, 2000; Church *et al.*, 2001; Lambeck *et al.*, 2002; Waelbroeck *et al.*, 2002). Este descenso crea una fuerte erosión por parte del cauce de los ríos sobre los sedimentos depositados durante el interglacial para alcanzar el nuevo nivel del mar. Posteriormente vuelven las condiciones cálidas propias del período de deshielo y el nivel del mar comienza a ascender paulatinamente para alcanzar su actual nivel. Ya en el Holoceno medio se produce un óptimo en las temperaturas entre 10 y 5,8 ka  $^{14}\text{C}$  A.P. (Heusser, 1974; Fairbanks, 1989; Villagrán & Varela, 1990; Villa-Martínez & Villagrán, 1997; Masson *et al.*, 2000; Seltzer *et al.*, 2000; Lamy *et al.*, 2001; Kim *et al.*, 2002; Jenny *et al.*, 2002; Hervé *et al.*, 2003; Moreno, 2003; Villa-Martínez *et al.*, 2003; Abarzúa, 2004), dando paso a la segunda transgresión marina hacia zonas continentales, lo que provoca un ascenso del nivel del mar del orden de metros en la costa chilena (Porter & Stuiver, 1984; Nelson & Manley, 1992; Hervé *et al.*, 2003; Schellmann & Radtke, 2003; Pino & Navarro, 2005). Posterior a ese evento cálido, el nivel del mar desciende y el río comienza un nuevo proceso de erosión sobre los sedimentos recién depositados dando paso a la formación de la terraza intermedia que en isla Mancera alcanza una altura de 3,9 m N.R.S. Si la tendencia de descenso del nivel del mar, después de la máxima transgresión holocénica fue constante o fluctuó en el tiempo, es parte de una discusión que permanece abierta a nivel mundial (Baker & Haworth, 2000a; b; Törnqvist *et al.*, 2004). Ya en el Holoceno tardío un fuerte evento cosísmico seguido de un tsunami de gran intensidad registrado el 16 de diciembre de 1575 (Lomnitz, 1970) produjo un sollevamiento del bloque costero del orden de 3 m, posteriormente se registró el segundo gran terremoto y tsunami en la zona de Valdivia el 22 de mayo de 1960, el que produjo un hundimiento del bloque costero de 2 m (Weischet, 1960; Lomnitz, 1970; Plafker & Savage, 1970; Laugenie, 1982; Bartsch-Winkler & Schmoll, 1993), dejando el registro cosísmico de 1575 a 1,3 m N.R.S.

## 5. Conclusiones

- La investigación señala las evidencias geomorfológicas que permiten registrar la presencia de tres niveles de terrazas que evidencian cambios en el nivel del mar en isla Mancera durante los últimos 130 mil años. La terraza inferior es de origen cosísmico y las terrazas intermedia y superior son de origen eustático. Todas ellas han sufrido movimientos verticales tectónicos.
- El primer registro corresponde a un nivel a 1,3 m N.R.S. que se describe por primera vez en esta investigación. De acuerdo a las dataciones  $^{14}\text{C}$  se formó durante el período de fundación de la ciudad de Valdivia a fines de siglo XVI. La estratigrafía de la terraza señala que la zona ha presentado una tendencia de alzamiento tectónico en el Holoceno tardío. El registro correspondería al levantamiento del bloque costero de un orden de 3 m que originó el evento cosísmico de 1575. Este registro prueba que los eventos cosísmicos de gran intensidad no solo han generado hundimiento de bloques costeros como en el caso del terremoto de 1960, sino también pueden originar alzamientos tectónicos importantes.
- La terraza intermedia presenta un rango de edad de formación de entre 7453 - 7457 años cal. A.P. (6427 años  $\pm$  60 años  $^{14}\text{C}$  A.P.) a 3,9 m N.R.S. La terraza está compuesta por depósitos de arena finamente laminada derivada del basamento local metamórfico conformando una paleo playa, estos datos permiten inferir que la formación corresponde al registro de la máxima transgresión del Holoceno medio. La datación indica que en la Región de Los Lagos las máximas del evento cálido se registraron alrededor de 7,4 ka cal. A.P.
- De acuerdo a los antecedentes, la terraza superior corresponde al registro de la transgresión marina del último interglacial del Pleistoceno tardío. La terraza presenta sedimentos de

origen autóctono, compuestos por arenas y gravas derivadas del basamento local metamórfico y turbas, las cuales son interpretadas como registros de origen continental. Los sedimentos de origen alóctono están compuestos por arenas y cenizas derivadas de la actividad volcánica andina interglacial. Las evidencias estratigráficas y paleontológicas indican que el material alóctono fue transportado y depositado en un flujo de alto nivel energético.

- Las interpretaciones geológicas derivadas de los análisis realizados sobre los sedimentos demuestran la presencia de dos ambientes de depositación (fluvial y costero) en la misma zona. Esto indica que durante el interglacial Santa María - Llanquihue la zona estaba influenciada por un sistema fluvial, mientras que al momento de producirse la transgresión marina del Holoceno medio, la zona estaba influenciada por un sistema costero, originando los depósitos de playa de la terraza intermedia. Por estas razones se asume que la posición de la línea costera ha variado desde el último interglacial.
- Un importante alzamiento tectónico se registró entre el término del último período interglacial y el inicio de la transgresión marina del Holoceno medio. Esto se evidencia en que el primer registro se encuentra alzado varios metros con respecto al registro mundial, mientras que el segundo (holocénico) se encuentra a niveles similares a otros registros mundiales.

## 6. Referencias

- Abarzúa, A.** 2004. Historia deglacial y postglacial de los bosques templado-lluviosos en la isla Grande de Chiloé, Chile. Tesis de Magíster, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile. 65 p.
- Amorosi, A., Colalogno, M., Pasini, G. y Preti, D.** 1999. Sedimentary response to late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy). *Sedimentology* 46: 99-121.
- Antinao, J. & McDonough, M.** 1999. Antecedentes estratigráficos y geocronológicos para una edad interglacial (MIO 5E-5C) de la terraza pleistocena de "cancagua", Valdivia, Chile. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta- Argentina. Actas I, p. 55-56.
- Atwater B. & Vita-Finzi, C.** 1989. Net late Holocene emergence in the subsidence belt of the giant 1960 earthquake, southern Chile. *E.O.S. (Transactions American Geophysical Union)* 70:1330-1331.
- Atwater, B., Jimenez, H. y Vita-Finzi, C.** 1992. Net late Holocene emergence despite earthquake - induced submergence, south-central Chile. *In: Ota, Y., Nelson, A. y Berryman, K. (Eds.). Neotectonics Aspects of the Evolution of Quaternary Coasts. Quaternary International* 15/16: 77-85.
- Atwater, B., Furukaw, R., Hemphill-Haley, E., Ikeda Y., Kashima, K., Kawase, K., Kelsey, H., Moore, A., Nanayama F., Nishimura, Y., Odagiri, S., Ots, Y., Park, S., Satake., K., Sawai, Y. y Shimokawa, K.** 2004. Seventeen-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. *The Holocene* 14(4):487-501.

- Baker, R.** & Haworth, R. 2000a. Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence cross-regional statistical regressions of fixed biological indicators. *Marine Geology* 163:353-365.
- Baker, R.** & Haworth, R. 2000b. Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence from the palaeo-zoology of fixed biological indicators in east Australia and beyond. *Marine Geology* 163:367-386.
- Bartsch-Winkler S.** & Schmoll, H. 1993. Evidence for late Holocene sea-level fall from reconnaissance stratigraphical studies in an area of earthquake-subsided intertidal deposits, Isla Chiloé, southern Chile. *International Association of Sedimentologists, Special Publications*. 20: 91-109.
- Beck, W.** 1998. Warmer and wetter 6000 years ago?. *Science* 279:5353.
- Blum, M** & Törnqvist, T. 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47(1): 2-48.
- Bridgland, D.,** Maddym D. & Bates, M. 2004. River terrace sequences: templates for Quaternary geochronology and marine-terrestrial correlation. *Journal of Quaternary Science* 19 (2): 203-218.
- Brüggen, J.** 1945. Miscelánea geológica de las provincias de Valdivia y Llanquihue. *Revista Chilena de Historia y Geografía* 104(2): 90-113.
- Brüggen, J.** 1950a. Geología. 2° Edición corregida de la edición de 1929, Editorial Nascimento, Santiago. 510 p.
- Brüggen, J.** 1950b. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Chileno. Santiago. 374 p.



- Cavallotto, J.**, Violante, R. y Parker, G. 2004. Sea-level fluctuations during the last 8600 years in the de La Plata River (Argentina). *Quaternary International* 114: 155-165.
- Chapell, J.** & Shackleton, N. 1986. Oxygen isotopes and sea-level. *Nature* 324: 137-140.
- Church, J.**, Gregory, J., Huybrechts, P., Kuhn, M., Lambeck, K., Nhuan, M., Qin, D. y Woodworth, P. 2001. Changes in Sea Level. Capítulo.11 p. 639-694 (R.T. Watson and the Core Writing Team, Eds.). En I.P.C.C. 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Houghton, J., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., Van der Linden, X., Dai, K., Maskell, M. and Johnson, C.A. eds.) Cambridge University Press, Inglaterra y Nueva York, U.S.A., 881p.
- Cisternas, M.**, Atwater, B., Torrejón, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C., Malik, J., Rizal, Y., y Husni, M. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature* 437:404 - 407.
- Corvalán, N.** 1974. A new lahar in the central south Chile at the latitude of the Osorno (41°). IAVCEI Symposium, Santiago, p.13.
- Duhart, P.**, Lara, L., Pérez, Y., Rodríguez, C., Antinao, J., Clayton, J., McDonough, M., Fonseca, E., Muñoz, J. 1998. Estudio Geológico-Económico de la X° Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-98-15, vol 2, Tomo I, 244 p. Santiago, Chile.
- Duhart, P.**, McDonough, M., Muñoz, J., Martin, M. y Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30′-42°00′ S); geocronología K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y U-Pb e implicancias en la

- evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile* 28 (2): 179-208.
- Emery, K.** 1938. Rapid method of mechanical analysis of sand. *Journal of sedimentary petrology* 8:105-111.
- Esat, T.,** McCulloch, M., Chapell, J., Pillans, B. y Omura, A. 1999. Rapid fluctuation in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate deglaciation. *Science* 283:197.
- Esat, T.** & Yokoyama, Y. 2000. Correlated Uranium and sea level fluctuations in Late Quaternary oceans. *Journal of Conference Abstract, Goldschmidt 2000, September 3<sup>rd</sup>-8<sup>th</sup>*, Oxford, UK. 5(2): 387-388. Cambridge Publications.
- Fairbanks, R.** 1989. A 17.000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*. 342: 637-642.
- Folk, R.** 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 78703, 184p.
- Friedman, G.** 1961. Distinction between dune, beach, and sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology* 31 (4): 514-529.
- Friedman, G.** & Sanders, J. 1978. Principles of sedimentology. Chapter 3: Properties of sedimentary particles. John Wiley Sons Ed. New York. 792 p.
- Fuenzalida, H.,** Cooke, R., Paskoff, R., Segerstrom, K y Weischet, W. 1965. High stand of Quaternary sea level along the Chilean coast. *The Geological Society of America, Inc. Special Paper* 84: 473-496.
- Gallup, C.,** Edwards, R. y Johnson, R. 1994. The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science* 263 (5148):796-800.

- Gibbs, R.**, Mattews, M. y Link, D. 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of sedimentary petrology* 41:7-18.
- Gordillo, S.**, Coronado, A. y Rabassa, J. 1993. Late Quaternary evolution of a subantarctic paleofjord, Tierra del Fuego. *Quaternary Science Review* 12: 889-897.
- Guitter, F.**, Andrieu-Ponel, V., De Beaulieu, J., Cheddadia, R., Calvezb, M., Ponela, P., Reillea, M., Kellera, T y Goeurya, C. 2003. The last climatic cycle in western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary International* 111: 59-74.
- Hald, M.**, Dokken, T. y Mikalsen, G. 2001. Abrupt climatic change during the last interglacial - glacial cycle in the polar North Atlantic. *Marine Geology* 176: 121-137.
- Hervé, F.**, Encinas, A., Villa-Martínez, R., Sven, N., Finger, K. y Peterson, D. 2003. Registro sedimentológico de la transgresión marina del Holoceno medio en el área de Algarrobo (33°22' S), Chile Central, Implicaciones tectónicas y paleoecológicas. 10° Congreso Geológico de Chile, 2003, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción.
- Heusser, C.** 1974. Vegetation and climate of the southern Chilean Lake District during and since the last interglaciation. *Quaternary Research* 4: 290-315.
- Heusser, C.**, Lowell, T., Heusser, L., Moreira, A. y Moreira, S. 2000. Pollen sequence from the Chilean Lake District during the Llanquihue glaciation in Marine Oxygen Isotope Stage 4-2. *Journal of Quaternary Science* 15(2): 115-125.
- I.G.M.** 1970. Levantamiento aerofotogramétrico. Carta 1:50.000 de Corral (39°45' S-73°15' O) 14° Edición. Instituto Geográfico Militar.

- Illies, H.** 1970. Volcanismo y Tectónica en márgenes del Pacífico en Chile Meridional. Instituto de Geología y Geografía, Facultad de Ciencias Naturales y Matemáticas, Universidad Austral de Chile. 85 p.
- Imbrie, J.,** Hays, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J., Pisias, N., Prell, W. y Shackleton, N. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. *En* Berger, A. *et al.* (Eds) Milankovitch and Climate. Part I. D. Reidel. 269-305.
- Ingram, R.** 1971. Sieve analysis. *En*: Carver, R.E. (Eds). Procedures in sedimentary petrology. Wiley Interscience. New York. 49-68.
- Isla, F.** 1989. Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. *Quaternary Science Reviews* 8: 359-368.
- Jara, C.,** Arenas, M., Milovic, J., Pérez, Y., Troncoso, R., Feuker, P., Behlau, J., Hanisch, J., Helms, F. 2003. Los depósitos interglaciales de Valdivia, Chile. 10º Congreso Geológico de Chile, 2003. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción.
- Jenny, B.,** Valero-Garcés, B., Villa-Martínez, R., Urrutia, R., Geyh, M. y Veit, H. 2002. Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern westerlies: The Laguna Aculeo record (34°S). *Quaternary Research* 58:160-170.
- Kim, J.,** Schneider, R., Hebbeln, D., Müller, P. y Wefer, G. 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews* 21:2085-2097.
- Kukla, G.,** McManus, J. F., Rousseau, D. y Chuine. 1997. How long and how stable was the last interglacial? *Quaternary Science Reviews* 16: 605-612.

- Kraft, J.** & Chrzastowski, M., 1985. Coastal stratigraphic sequences. p. 625-663. *In* Coastal sedimentary environments. Richard D. Ed. 2° revised expanded edition. 716 p.
- Lambeck, K.**, Esat, T., Potter, E. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419:199-206.
- Lamy, F.**, Hebbeln, D., Röhl, U. & Wefer, G. 2001. Holocene rainfall in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern westerlies. *Earth and Planetary Science Letters* 185: 369-382.
- Lauer, W.** 1968. Die glaziallandschaft des südchilenidschen Seengebietes. *Actas Geográficas*. 20 (16): 215-236.
- Laugenie, C.** 1982. La Région des Lacs, Chili meridional. PhD. Tesis, Universit de Bordeaux, Bourdeaux France. vol I, p. 1-332; vol II, p. 335-822.
- Lomnitz, C.** 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 – 1955. *Geology Research* 59: 938-959.
- Martinson, D.**, Pisisas, N., Hayes, J., Imbrie, J., Moore, T. y Shackleton, N. 1987. Age dating and the orbital theory of the ices: development of a high-resolution 0 to 300.000 year chronostratigraphic. *Quaternary Research* 27:1-29.
- Masson, V.**, Vimeux, F., Jouzel, J., Morgan, V., Delmotte, M., Ciais, P., Hammer, C., Johnsen, S., Lipenkov, W., Mosley-Thompson., Petit, J., Steig, E., Stievenard, M., Vaikmae, R. 2000. Holocene Climate variability in Antarctic based on 11 ice-core isotopic records. *Quaternary Research* 54:348-358.
- Mills, C.** 1978. A comparison of methods of determining organic carbon in marine sediments with suggestion for a standard method. *Hidrobiologia* 57(1) 45-52.

- Moreno, H.**, & Varela, J., 1985. Geología, volcanismo y sedimentos piroclásticos cuaternarios de la región central y sur de Chile. *Suelos volcánicos de Chile*. Capítulo 6. Editor Juan Tosso. Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), p 491-526.
- Moreno, P.** 2003. Millennial - scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15,000 yr. *Journal of Quaternary Science* 18: 1-12.
- Nelson, A.** & Manley, W. 1992. Holocene coseismic and aseismic uplift of Isla Mocha, south-central, Chile. *In: Neotectonics Aspects of the Evolution of Quaternary Coasts*. Ota, Y., Nelson, A. y Berryman, K. (Eds.). *Quaternary International Special Issue* 15/16: 61-76.
- Ortlieb, L.**, Zazo, C., Goy, J., Hillaire Marcel, C., Ghaleb, B., y Cournoyer, I. 1996. Coastal deformation and sea-level changes in the northern Chile subduction area (23°S) during the last 330 ky. *Quaternary Science Reviews* 15 (8-9): 819-831.
- Ota, Y.** & Paskoff, R. 1993. Holocene deposits on the coast of north-central Chile: radiocarbon ages and implication for coastal changes. *Revista Geológica de Chile* 20 (1): 25-32.
- Perg, L.**, Anderson, R. y Finkel, R. 2001. Use of a new  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, California, USA: *Geology* 29 (10): 879-882.
- Petit, J.**, Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N., Barnola, J., Basile, I., Benders, M., Chapellaz, J., Davis, M., Dealygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. y Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420.000 years from Vostok ice core, Antartica. *Nature* 399:428-436.

- Pino, M.** 1987. Stratigraphie, Granulometrie und Schwermineral Analyse der miozänen silikoklastischen - Ablagerungen der Provinz Valdivia, Südchile. Tesis Dr. rer. nat., Instituto de Geología - Paleontología de la Universidad de Münster, República Federal de Alemania. 209 p.
- Pino, M** & Jaramillo, E. 1992. Morphology, texture and mineralogical composition of sandy beaches in the South of Chile. *Journal of Coastal Research*, 8(3): 593-602.
- Pino, M.** 1999. Last interglacial volcanic sediments at the coast of Valdivia, South of Chile. Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, Germany. Extended Abstract. p. 589-593.
- Pino, M.,** Moreno, K. y Riedemann, M. 2002. La terraza del último interglacial de Valdivia: observaciones, interpretaciones y desafíos. Simposio Internacional de Geología Ambiental para Planificación del uso del territorio. Puerto Varas, Chile. p 165-167.
- Pino, M.** 2003. ¿Dónde estaba la costa en el último interglacial? Evidencias estratigráficas y geomorfológicas, IX y X Regiones, Chile. XXII Congreso de Ciencias del Mar. Punta Arenas, p.122.
- Pino, M.** & Navarro, R. 2005. Geoarqueología del sitio arcaico Chan-Chan 18, costa de Valdivia: discriminación de ambientes de ocupación humana y su relación con la transgresión marina del Holoceno medio. *Revista Geológica de Chile*, 32(1): 59-75.
- Plafker, G.** & Savage, J. 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of may 21 and 22, 1960. *Geophysical Society of America Bulletin* 81:1001-1030.
- Porter, S.** 1981. Pleistocene Glaciation in the Southern District of Chile. *Quaternary Research* 16: 263-292.

- Porter, S.** & Stuiver, M. 1984. Holocene sea-level changes along the Strait of Magellan and Beagle Channel, southernmost South America. *Quaternary Research* 22:59-67.
- Rabassa, J.**, Heusser, C y Stuckenrath, R. 1986. New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula* 4: 291-309.
- Radtke, U.** 1987. Palaeo sea-level and discrimination of the Last and the Penultimate Interglacial fossiliferous deposits by absolute dating methods and geomorphological investigations illustrated from marine terraces in Chile. *Berliner geographical studies* 25:313-342.
- Radtke, U.** 1989. Marine terrassen und korallenriffe das problem der quartären Meeresspiegelschwankungen erläutern an fallstudien aus Chile, Argentinien, Barbados. *Düsseldorfer Geographica Schr.* 27, 244 p.
- Reimer, P.**, Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M., Guilderson, T., Hughen, K., Kromer, B., McCormac, F., Manning, S., Bronk, C., Ramsey, M., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F., Van der Plicht, J. y Weyhenmeyer, C. 2004. Radiocarbon calibration program CALIB 5.0. *Radiocarbon* 46:1029-1058.
- Reineck, H.** & Singh, I. 1980. Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Second edition. 551 p.
- Rioual, P.**, Andrieu-Ponel, V., Rietti-Shati, M., Battarbee, R., De Beaulieu, J., Cheddadi, R., Reille, M., Svobodova, H. y Shemesh, A. 2001. High-resolution record of climate stability in France during the last interglacial period. *Nature* 413: 293-295.



- Rojas, C.** 1990. La terraza fluvial de "cancagua" en la ciudad de Valdivia: Nuevos antecedentes estratigráficos y granulométricos". *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*. 32: 7-24.
- Sawai, Y.,** Nasu, H., y Yasuda, Y. 2002. Fluctuations in relative sea-level during the past 3000 years in the Onnetoh estuary, Hokkaido, northern Japan. *Journal of Quaternary Science*. 17: 607-622.
- Schellmann, G.** 1998. Coastal development in southern south America (Patagonia and Chile) since the Younger Middle Pleistocene-sea level changes and neotectonics. In Kelletat, D. (Ed.) *German Geographical Coastal Research: The last decade*. Institute for scientific co-operation, Tübingen, IGU Sonderband. p. 289-304.
- Schellmann, G. & Radtke, U.** 2003. Coastal terraces and holocene sea-level changes along the Patagonian Atlantic coast. *Journal of Quaternary Research* 19 (4):983-996.
- Seaward-Thompson, B. & Hails, J.** 1973. An appraisal of the computation of statistical parameters in grain size. *Sedimentology* 20:161-169.
- Shackleton, N.,** Sánchez-Goñi, M., Paillerc, D. y Lancelot, Y. 2003. Marine Isotope substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global and Planetary Change* 36:151-155.
- S.H.O.A.** 1996. Carta de Restitución fotogravimétrica de acceso a los ríos Valdivia y Tornagaleones. Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile Valparaíso.
- S.H.O.A.** 2003. Tablas de Marea de la Costa de Chile. Publicación Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile 3009. 237 p.

- Skene, K.,** Piper, D., Aksu, A., Syvitski, J. 1998. Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modeling of delta progradation. *Journal of Sedimentary Research* 68 (6): 1077-1092.
- Summerhayes, C.** 1986. Sea level curves based on seismic stratigraphy: their chronostratigraphic significance. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 57:27-42.
- Taira, A.** & Scholle, P. 1979 Discrimination of depositional environments using settling tube data. *Journal of Sedimentary Petrology* 9 (3): 787-800.
- Tarback, E.,** & Lutgens, F. 1999. Ciencias de la Tierra, una Introducción a la Geología Física. 6ª Edición, Prentice Hall, Madrid. 616 p.
- Törnqvist, T.,** González, J., Newson, L., Van der Borg, K., Jong, A. Y Kurnik, Ch. 2004. Deciphering Holocene sea-level history on the U.S. Gulf coast: a high resolution record from the Mississippi delta. *Geological Society of American Bulletin* 116 (7/8): 1026-1039.
- Tzedakis, Ch.** 2003. Timing and duration of last interglacial conditions in Europe: a chronicle of a changing chronology. *Quaternary Science Reviews* 22: 763-768.
- Villa-Martínez, R.** & Villagrán, C. 1997. Historia de la vegetación de bosques pantanosos de la costa de Chile central durante el Holoceno medio y tardío. *Revista Chilena de Historia Natural*. 70:391-401.
- Villa-Martínez, R.,** Villagrán, C. y Jenny, B. 2003. The last 7500 cal. yr B.P. of the westerly rainfall in central Chile inferred from high-resolution pollen record from Laguna Aculeo (34° S). *Quaternary Research* 60: 284-293.

- Villagrán, C.** & Varela, J. 1990. Palynological evidence for increased aridity on the central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Research* 34: 198-207.
- Villalobos, S.** 1997. Distribución espacial y temporal de metales traza en los sedimentos del sistema estuarial Valdivia. Tesis de grado, Escuela de Biología Marina. Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, 82 p.
- Violante, R.** & Parker, G. 2004. The post-glacial maximum transgression in the de la Plata River and adjacent continental shelf, Argentina. *Quaternary International* 114: 167-181.
- Waelbroeck, C.,** Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. y Labracherie, M. 2002. Sea-level and deep water temperature change derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21:295-305.
- Weischet, W.** 1960. Contribuciones al estudio de las transformaciones geográficas en la parte septentrional del sur de Chile por efecto del sismo del 22 de Mayo de 1960. Instituto de Geografía. Universidad Austral de Chile. p. 95-128.
- Wentworth, C.** 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30:377-392.

## **ANEXO 1**

### **Estratigrafía de los depósitos cuaternarios de Isla Mancera**

## Terraza Superior

### *Perfil 1*

El afloramiento se ubica en el sector este de la isla, el perfil obtenido es de 3,5 m de altura (Fig. 4, 6 y 7A). Todos los sedimentos de este perfil derivan de rocas metamórficas. Desde la base, correspondiente al nivel de la playa se reconocen:

0,00 - 0,38 m : grava, clastos redondeados y angulosos, menores a 5 cm de diámetro en una matriz que contiene hasta un 44 % de fango y un 28 % de arena correspondiente a esquistos. La matriz arenosa corresponde a arena media (P1-3) moderadamente seleccionada (P1-3, Tabla 1).

0,38 - 0,68 m : arena media finamente laminada (milímetros de espesor) interrumpida por un estrato lenticular que presenta clastos de 5 a 10 cm de diámetro, dispuestos en forma desordenada con cierto grado de estratificación. Hacia el techo continúa la capa de arena laminada que presenta pequeñas lenticillas de fragmentos de esquistos y cuarzo.

0,68 - 0,80 m : grava de clastos planos de entre 0,5 y 1 cm de diámetro, en posición horizontal.

0,80 - 0,93 m : láminas de arena finamente laminada de milímetros de espesor (detalle Fig. 7A).

1,00 - 1,24 m : grava, los clastos están en posición horizontal y redondeados, con tamaños que varían entre 2 y 10 cm de diámetro, predominando los más pequeños. La matriz consiste en una arena media moderadamente seleccionada (42 %) y fango en un 53% (P1-2, Tabla 1).

1,24 - 1,68 m : arena media con una selección de granos moderada, finamente laminada en que se intercalan clastos desordenados, angulosos dispuestos en posición horizontal en

lentes, destaca la presencia de clastos de cuarzo de entre 10 y 20 cm de diámetro, bien redondeados (P1-1, Tabla 1).

1,68 - 1,8 m : grava que ha sufrido una constante percolación de óxidos de Manganeso y Hierro. Este proceso transformó el sedimento en un conglomerado negro e impermeable que alcanza 15 cm de espesor. La impermeabilidad de esta capa de óxidos ha permitido mantener el depósito inferior anteriormente descrito (Perfil 1) sin intervención del proceso de meteorización observado en los estratos superiores a esta capa, los que consisten en conglomerados de diversos tamaños (2 a 10 cm de diámetro) redondeados y estratificados en una matriz arenosa. Los estratos presentan una inclinación aproximada de 20° hacia el sur.

### *Perfil 2*

El afloramiento se ubica en el sector este de la isla, el perfil obtenido es de 3,5 m altura (Fig. 4, 6 y 7B). Los sedimentos contienen grava y arena derivadas de rocas metamórficas, mientras que los sedimentos finos derivan de ceniza volcánica. Desde la base, correspondiente al nivel de la playa, se observa material de derrumbe que alcanza 1 m de espesor, sobre este material (nivel 0 del perfil) se reconocen:

0,00 - 0,31 m : conglomerado, clastos son de tamaño menor a 5 cm en matriz de arena media.

0,31 - 0,50 m : arena media moderadamente seleccionada presente en un 98%, está laminada y no contiene grava (P2-6, Tabla 1).

0,83 - 2,25 m : secuencia de conglomerados, los clastos alcanzan 20 cm de diámetro, bien redondeados y desordenados. Hacia 1,07 m aumentan su tamaño y están rodeados por abundante matriz arenosa. Al llegar a 1,28 m los clastos de cuarzo y esquisto

micáceo son menores a 5 cm de diámetro. Las capas se encuentran inclinadas aproximadamente 20° hacia el sur. Hacia 2,25 m los clastos presentan un tamaño sobre los 15 cm, son planos y están dispuestos en forma desordenada.

- 2,25 - 2,6 m : sedimento meteorizado que tiene aspecto de ceniza color pardo claro, contiene arena media mal seleccionada (19%) y predomina la presencia de fango (78%). Hacia el techo la arena aumenta su tamaño medio y adquiere una coloración pardo amarillenta. En el nivel de 2,55 a 2,60 m aflora un relleno secundario de Pirolusita (P2-5, Tabla 1).
- 2,6 - 2,98 m : conglomerado de clastos planos menores a 10 cm de diámetro, bien redondeados y sin imbricación en una matriz arenosa <15 %.
- 2,98 - 3,00 m : arena gruesa color pardo amarillenta, moderadamente seleccionada (76 %), el contenido de grava alcanza el 5 % (P2-4, Tabla 1).
- 3,00 - 3,12 m : sedimento fino y masivo color lila que presenta una arena media de selección moderada, predomina la presencia de fango (79 %, P2-3, Tabla 1).
- 3,12 - 3,5 m : en la base del estrato el sedimento está conformado por arena media mal seleccionada (> 50 %), la grava representa sólo el 10 % del sedimento. Esta relación cambia hacia 3,5 m de altura en donde predomina la presencia de fango (75 %) y el contenido de grava no supera el 2 % (P2-2, P2-1, Tabla 1).

### *Perfil 3*

El afloramiento se ubica en el sector este de la isla, el perfil obtenido es de 2,4 m altura (Fig. 4 y 6). Los sedimentos están compuestos por grava derivadas de rocas metamórficas,

mientras que los arenosos lo hacen a partir de fragmentos volcánicos y rocas metamórficas.

Desde la base que corresponde al nivel de la playa, se reconocen:

0,00 - 0,68 m : arenisca volcánica (cancagua) en forma de estratos macizos.

0,68 - 1,30 m : conglomerado de esquisto y cuarzo de 3 a 11 cm de diámetro, los clastos son angulosos y desordenados, predomina la presencia de cuarzo. La cancagua que aflora en la base está erosionada de manera que conforma un promontorio rodeado del conglomerado.

1,30 - 1,50 m : arcilla color gris claro.

1,50 - 2,00 m : arena media a gruesa mezclada con esquisto fragmentado gris oscura, el sedimento no presenta material arcilloso, contiene clastos de cancagua y esquisto insertos en la matriz.

2,00 – 2,60 m : nivel superior al perfil obtenido. Presenta estratos de arena media a gruesa y grava.

Entre 2,6 m y 3,9 m se añade al perfil la descripción de un pequeño afloramiento de 1,3 m de altura ubicado sobre el afloramiento. Desde la base se reconocen:

0,00 - 0,30 m : grava de esquisto y fragmentos de cancagua (menor a 5 cm de diámetro).

0,30 - 0,45 m : arcilla café rojiza.

0,45 - 0,55 m : grava de clastos menores a 2 cm de diámetro dispuestos en posición horizontal.

0,55 - 0,67 m: grava de clastos de entre 5 a 7 cm de diámetro dispuestos en forma desordenada.

0,67 - 0,80 m: gravilla gris, se intercalan láminas de material fangoso color rojizo.

0,80 - 1,30 m: suelo.



#### *Perfil 4*

El afloramiento se ubica en el sector sureste de la isla, el perfil obtenido es de 3 m de altura (Fig. 4 y 6). Los sedimentos de grava y arena derivan de rocas metamórficas, mientras que los sedimentos finos lo hacen a partir de ceniza volcánica. Desde la base, correspondiente al nivel de la playa, se reconocen:

0,00 - 0,20 m : material de derrumbe.

0,20 - 0,38 m : arcilla gris clara.

0,38 - 0,49 m : grava menor a 2 cm de diámetro.

0,49 - 0,57 m : arcilla roja que contiene fragmentos de cerámica.

0,57 - 0,88 m : arcilla gris que presenta láminas oblicuas de material meteorizado.

0,88 - 1,20 m : arcilla rojiza, contiene fragmentos de cerámica, se observa una zona impermeable de 15 cm de ancho hacia la derecha del estrato.

1,20 - 1,47 m : gravilla color gris.

1,47 - 1,49 m : gravilla meteorizada.

1,49 - 1,55 m : gravilla color gris.

1,55 - 1,57 m : gravilla meteorizada.

1,57 - 1,75 m : grava color gris, cuyos clastos son de entre 2 y 5 cm de diámetro dispuestos en posición horizontal.

1,75 - 2,05 m : gravilla gris

2,05 - 2,27 m : grava de clastos de 0,5 a 8 cm de diámetro.

2,27 - 2,34 m : grava de clastos menor a 2 cm de diámetro.

2,34 - 2,55 m : gravilla mezclada con arena gruesa.

2,55 - 2,81 m : grava que en la base presenta tamaños que varían entre 5 y 20 cm de diámetro, hacia el techo los clastos son menores a 5 cm de diámetro.

2,81 - 2,89 m : grava color rojizo, los clastos son menor a 2 cm de diámetro.

2,89 - 3,23 m : suelo, presenta clastos desordenados de entre 5 y 15 cm.

### *Perfil 5*

El afloramiento se ubica en el sector sureste de la isla (Fig. 4). El lugar corresponde a la zona en que desaparecen gradualmente por erosión los depósitos de la terraza superior y afloran aquellos de la terraza intermedia. Hacia el sur aflora la actual terraza de abrasión constituida por los sedimentos de la canchagua. Se levantaron cuatro perfiles en este sector: el perfil A alcanza 1,1 m de altura (Fig. 6) y su base se ubica a 0,5 m de altura con respecto al nivel de la playa. El perfil B, ubicado 3 m hacia la derecha del perfil A, alcanza una altura de 1,3 m (Fig. 6), su base se ubica a 0,3 m de altura con respecto al nivel de la playa. El perfil C y D corresponden a la secuencia inferior no expuesta en los perfiles anteriores que afloran en la pendiente hacia la playa, alcanzan 0,35 m y 0,3 m de altura, respectivamente. Los sedimentos de grava y arena derivan de rocas metamórficas, mientras que los sedimentos finos lo hacen a partir de ceniza volcánica. Desde la base se reconocen:

### *Perfil A*

0,00- 0,42 m : arena gruesa oscura con clastos de grava desordenados.

0,42 - 0,45 m : gravilla angulosa color gris en que abunda la presencia de cuarzo.

0,45 - 0,90 m : grava rodeada por una matriz arenosa color gris.

0,90 - 1,00 m : material fangoso laminado de color gris.

1,00 - 1,06 m : arena media a gruesa laminada, meteorizada, contiene abundante óxidos de hierro.

### *Perfil B*

0,00 - 0,20 m : arena media mezclada con fango.

0,20 - 0,70 m : grava, los clastos están desordenados, se encuentran rodeados por una matriz de arena media. En el nivel de 0.4 m de altura aparecen dos clastos de cuarzo redondeados de 25 cm de diámetro.

0,70 - 0,80 m : arcilla rojiza que presenta clastos de 4 a 8 cm de diámetro.

0,80 - 0,95 m : grava angulosa meteorizada.

0,95 - 1,05 m : grava sin meteorizar, los clastos son angulosos, están desordenados y rodeados por una matriz de arena gruesa.

1,05 - 1,15 m : grava, los clastos son planos dispuestos en posición horizontal.

1,15 - 1,30 m : suelo.

### *Perfil C*

0,00 - 0,10 m : arena gruesa mezclada con fango

0,10 - 0,13 m : grava, los clastos son planos menor a 1 cm de diámetro, en posición horizontal.

0,13 - 0,18 m : arena gruesa de tonos rojizos.

0,18 - 0,25 m : arena gruesa gris oscura con clastos de esquisto.

0,25 - 0,35 m : arena gruesa con esquistos planos menores a 1 cm de diámetro.

*Perfil D*

0,00 - 0,10 m : fango.

0,10 - 0,15 m : arena gruesa mezclada con gravilla y fango.

0,15 - 0,20 m : arena gruesa de tonos rojizos. En la base hay grava, los clastos son planos menor a 1 cm de diámetro, en posición horizontal.

0,20 - 0,30 m : arena gruesa gris oscura mezclada con fango. En el techo hay fango que contiene restos de madera.

*Perfil 9*

El afloramiento se encuentra en el sector suroeste de la isla, el perfil obtenido es de 11,2 m de altura (Fig. 4, 6 y 8). Presenta la secuencia más completa de los depósitos que conforman la terraza superior. Los sedimentos de grava y arena derivan de rocas metamórficas, mientras que los sedimentos finos lo hacen a partir de arena y ceniza volcánica. Desde la base, que corresponde al nivel de la playa se reconocen las rocas del basamento local metamórfico que alcanzan una altura de 1,5 m, a partir de aquí se constituye el nivel 0 del perfil.

0,00 - 0,27 m : grava, clastos de diversos tamaños, angulosos en matriz de arena media <15%.

0,27 - 0,36 m : sedimento compacto de color anaranjado alterado a arcilla por efecto del proceso de meteorización, presenta cantidades similares de arena y fango y contiene fragmentos de cuarzo y carbón (P9-9, Tabla 1).

0,36 - 0,75 m : secuencia de fango arcilloso. El sedimento contiene fragmentos de esquisto y cuarzo y en algunos niveles trozos de carbón. La secuencia comienza con un fango arcilloso blanco, plástico y blando que hacia el techo se torna gradualmente a un

fango arcilloso compactado de color gris oscuro que contiene abundantes restos vegetales (madera, hojas, semillas) (P9-5 a 8, detalle Figura 11).

0,75 - 0,86 m : turba, contiene pirita biogénica, abundantes restos de insectos y vegetales, fragmentos de cuarzo y abundante carbón (P9-4).

0,86 - 1,90 m : arena fina, el sedimento está compactado y se observa la presencia de óxidos de hierro que disminuyen desde la base hacia el techo.

1,90 - 2,70 m : sedimento compacto color amarillento canela en la parte inferior, consiste en una arena fina moderadamente seleccionada (75 %), el contenido de grava no supera el 0,2%. Hacia el techo la arena aumenta su tamaño medio, el sedimento contiene cuarzo, ceniza y abundante mica (P9-3, Tabla 1).

2,70 - 4,20 m : arena fina moderadamente seleccionada, contiene ceniza, cuarzo meteorizado y carbón en bajas cantidades, en la parte superior del estrato se observan restos de madera fosilizada (P9-1y 2, Tabla 1).

4,20 - 5,20 m : arena media mal seleccionada en cantidades superiores al 80 %, se observan fragmentos de esquisto y cuarzo, el estrato contiene subfósiles de moluscos marinos (almeja, chorito, choro zapato, crepídula y navajuela) dispuestos en forma desordenada conformando una tanatocenosis (P9-10, Tabla 1).

5,2 - 11,2 m : arenisca volcánica que constituye las arenas de la cancagua.

## Terraza Intermedia

### *Perfil 6*

El afloramiento se ubica en el sector sureste de la isla a 1,7 m sobre el nivel de la playa. El perfil alcanza 1 m de altura (Fig. 4). Los sedimentos que lo componen corresponden en su totalidad a arenas derivadas del basamento local metamórfico. Presenta capas de arena fina estratificadas en finas láminas de tonos grises, también se presentan capas de arena media en distintas tonalidades de café claro y anaranjado. Insertos en las capas de arena se observan abundantes trozos de carbón dispersos que fueron datados con  $^{14}\text{C}$ .

### *Perfil 7*

El afloramiento se ubica en el sector sureste de la isla, el perfil obtenido es de 2 m de altura (Fig. 4 y 10). Se obtuvieron muestras en siete estratos a lo largo del perfil (Tabla 1). Los sedimentos corresponden a arena media y grava derivadas del basamento local metamórfico con una selección de los granos de buena a moderada y un alto exceso de granos gruesos, la arena poco consolidada está finamente laminada sin evidencias de meteorización. Desde la base, que corresponde al nivel de la playa, se reconocen:

0,00- 0,26 m : arena laminada, con algunos lentes de 3 cm de espesor de fragmentos de esquisto y cuarzo.

0,26 - 0,50 m : arena laminada, se intercala una capa de clastos redondeados menores a 3 cm de diámetro en una matriz de arena mezclada con clastos menores a 1 cm de diámetro.

0,50 - 1,20 m : arena media finamente laminada.

1,20 - 1,37 m : grava, los clastos son menor a 2 cm.

1,37 - 1,57 m : grava, los clastos son de 3 a 7 cm de diámetro, se rodean de una matriz de arena media sin cementar.

1,57 - 1,62 m : grava, los clastos son menor a 3 cm.

1,62 - 2,00 m : suelo.

### *Perfil 8*

El afloramiento se ubica en el sector sureste de la isla, el perfil obtenido es de 2 m de altura (Fig. 4 y 10). Se obtuvieron muestras en siete estratos a lo largo del perfil (Tabla 1). Los sedimentos corresponden a arena derivada del basamento local metamórfico con una selección de los granos de buena a moderada y un alto exceso de granos gruesos. Desde la base que corresponde al nivel de la playa, se reconocen:

0,00 - 0,06 m : arena media gris

0,06 – 0,11 m : arena media color anaranjado.

0,11 - 0,15 m : paleo suelo arenoso.

0,15 - 0,23 m : arena media anaranjada.

0,23 - 0,25 m : gravilla fina oscura.

0,25 - 0,37 m : arena media gris.

0,37 - 0,38 m : gravilla fina oscura.

0,38 - 1,18 m : arena media gris finamente laminada.

1,18 - 1,29 m : suelo con clastos del basamento angulosos, desordenados, dispersos, < 5 cm de diámetro.

1,29 - 1,64 m : suelo

### Terraza Inferior

El afloramiento se ubica en el sector oeste de la isla, el perfil obtenido alcanza 1,3 m de altura (perfil 10, Fig. 4 y 11). A través de la pendiente que limita la parte proximal de la terraza escurre agua constantemente proveniente de las vertientes de la colina hacia la playa por lo que la terraza se mantiene permanentemente saturada de agua. En la base de la terraza que corresponde al nivel de la playa, se reconocen:

0,00 - 0,10 m: arenisca volcánica.

En algunos sectores en este nivel se presenta un estrato de conglomerado de rocas metamórficas, principalmente esquisto verde, cuyos clastos son > 15 cm de diámetro, redondeados y planos dispuestos en posición horizontal.

0,10 - 0,52 m : turba color café oscuro, poco compactada compuesta por restos vegetales (junco) y restos de madera. El análisis al binocular reveló la presencia de carbón, restos de insectos en altas cantidades, mica y cuarzo.

0,52 - 0,67 m : arena media a gruesa derivada del basamento local.

0,67 - 1,00 m : turba café oscuro.

1,00 - 1,32 m : suelo, aquí se desarrollan especies vegetales de los géneros *Gunnera magellanica* (nalca), *Juncus procera* (junco) y *Cyperus sp.* (caña). Se observa que en los bordes norte y sur de la extensión, en lugar de la turba aflora un sedimento arenoso color café que contiene clastos de esquisto y cuarzo de diversos tamaños sobre sedimentos de la canchagua que ocupan una posición basal.



## **TABLAS**

**Tabla 1.** Análisis textural y granulométrico realizado sobre sedimentos de la terraza superior. En la terraza intermedia y la playa actual de la isla se realizaron sólo análisis granulométricos. Los estadígrafos de las muestras P4 a P9 no son precisos, por lo que no son ingresados al análisis.

Terraza Superior												
Muestra	Nivel (cm)	Media ( $\Phi$ )	Selección ( $\Phi$ )	Asimetría	k norm	%Grava	%Arena	% Arena Org	%Fango	%Fango Org	%MatCmb	%Carb
P1-1	226	1.31	0.92	-0.56	0.71	6.2	36.0	0.4	57.7	3.1	3.6	0.5
P1-2	245	1.34	0.9	-0.68	0.74	4.2	42.4	0.5	53.3	2.8	3.4	0.7
P1-3	340	1.47	0.65	-0.93	0.79	27.9	28.2	0.4	43.9	2.2	2.9	0.5
P2-1	0	1.39	1.05	0.06	0.7	2.4	23.0	0.8	74.6	8.5	6.5	0.5
P2-2	25	1.04	0.93	0.16	0.71	10.0	56.9	1.8	33.2	4.1	9.5	0.3
P2-3	38	1.29	1.11	0.16	0.68	1.2	19.6	1.4	79.2	11.3	6.2	0.2
P2-4	44	0.93	0.89	0.13	0.7	5.1	75.7	1.3	19.2	2.4	12.8	0.8
P2-5	90	1.39	1.09	-0.11	0.68	2.9	19.0	0.6	78.0	9.5	3.8	0.3
P2-6	300	1.62	0.61	-1.03	0.81	0.0	97.7	1.6	2.3	0.9	10.1	0.2
P9-10	600	1.41	1.03	0.17	0.67	1.3	84.0	0.9	14.6	1.1	2.1	0.4
P9-1	720	2.7	0.9	-1.0	0.8	0.0	36.7	2.5	63.3	5.1	7.6	0.8
P9-2	810	2.4	0.7	-0.9	0.8	0.0	58.7	2.2	41.3	2.6	4.8	1.1
P9-3	925	2.1	0.9	-0.3	0.7	0.2	75.5	2.9	24.2	1.6	4.6	0.9
P9-4	1010	-	-	-	-	0.0	6.0	6.0	-	-	-	-
P9-5	1049	-	-	-	-	1.4	13.4	1.7	85.2	10.1	12.9	0.3
P9-6	1070	-	-	-	-	0.0	9.9	0.5	90.1	6.7	7.2	0.2
P9-7	1054	-	-	-	-	3.2	8.6	1.7	88.2	11.3	15.2	0.5
P9-8	1079	-	-	-	-	0.0	4.4	0.3	95.6	11.6	11.8	0.2
P9-9	1090	-	-	-	-	0.0	49.4	2.8	50.6	6.4	9.1	0.3

Terraza Intermedia					
Muestra	Nivel (cm)	Media ( $\Phi$ )	Selección ( $\Phi$ )	Asimetría	k norm
P7-1	8	1.29	0.86	-0.92	0.75
P7-2	14	1.44	0.66	-0.67	0.77
P7-3	27	1.59	0.53	-0.62	0.79
P7-4	39	1.71	0.43	-0.35	0.76
P7-5	58	1.74	0.50	-0.45	0.75
P7-6	71	1.46	0.53	-0.26	0.71
P7-7	84	1.69	0.53	-0.41	0.75
P7-8	97	1.77	0.51	-0.35	0.73
P7-9	107	1.43	0.52	-0.11	0.74
P7-10	120	1.78	0.50	-0.12	0.72
P7-11	130	2.03	0.52	-0.70	0.76
P7-12	149	2.21	0.48	-0.83	0.77
P7-13	160	1.87	0.55	-0.26	0.70
P7-14	171	1.73	0.75	-0.42	0.68
P7-15	180	1.84	0.61	-0.78	0.76
P8-1	60	1.81	0.56	-0.62	0.77
P8-2	70	1.80	0.46	-0.40	0.76
P8-3	80	1.90	0.47	-0.50	0.76
P8-4	90	1.75	0.51	-0.42	0.76
P8-5	100	1.45	0.54	-0.44	0.75
P8-6	110	1.86	0.53	-0.68	0.77
P8-7	120	1.37	0.55	-0.38	0.77
P8-8	130	1.81	0.44	-0.16	0.75
P8-9	140	1.89	0.46	-0.29	0.74
P8-10	150	2.09	0.41	-0.53	0.77
P8-11	160	1.26	0.72	-0.48	0.75
P8-12	170	1.89	0.51	-0.70	0.79
P8-13	180	1.86	0.50	-0.57	0.77
P8-14	190	1.81	0.45	-0.49	0.78

cara de la playa				
Muestra	Media ( $\Phi$ )	Selección ( $\Phi$ )	Asimetría	k norm
6	1.43	0.49	-0.35	0.74
55-A	0.9	0.38	1.04	0.86
55-B	0.82	0.38	0.61	0.83
55-C	1.09	0.37	0.65	0.79
57-A	0.59	0.38	0.89	0.81
57-B	0.46	0.35	1.33	0.87
57-C	0.6	0.37	0.42	0.79

berma de la playa				
Muestra	Media ( $\Phi$ )	Selección ( $\Phi$ )	Asimetría	k norm
55-B-A	0.78	0.54	-0.12	0.77
55-B-B	0.7	0.55	-0.08	0.77
55-B-C	0.68	0.54	-0.24	0.78
57-B-A	1.34	0.42	0.11	0.76
57-B-B	1.15	0.42	0.28	0.73
57-B-C	1.11	0.42	0.35	0.75
57-A	1.81	0.55	0.02	0.71
57-B	1.7	0.58	-0.15	0.73
57-C	1.44	0.61	-0.2	0.76
58-B-A	1.7	0.38	-0.48	0.78
58-B-B	1.84	0.34	-0.35	0.77
58-B-C	1.72	0.42	-0.54	0.78
58-B-D	1.65	0.43	-0.3	0.75
58-B-E	1.57	0.48	-0.29	0.74
58-B-F	1.59	0.49	-0.39	0.75

**Tabla 2.** Análisis estadístico realizado sobre los sedimentos de la terraza intermedia y superior.

## Análisis discriminante

## Sedimentos actuales

## Tabla de clasificación

Factor de clasificación	tamaño de grupo	factor de predicción	
		es	pl
es	68	68 100%	0 0.00%
pl	22	0 0.00%	22 100.00%

## Resumen análisis

variable de clasificación muda  
variables independientes media  
selección  
asimetría  
curtosis

Número de casos completos 90  
número de grupo 2

Función discriminante	Eigenvalue	Porcentaje relativo	Correlación canónica	p-value
1	5.6824	100	0.92215	
Función derivada	Wilks Lambda	Chi-cuadrado	D. F.	
1	0.149647	163.355	4	0.0000
Función discriminante 1,88894*media + 1,52008*selec + 0,926583*asim+ 0,407712*curtosis				

## Resumen estadístico por grupo

	muda	es (68)	pl (22)	total (90)
MEDIA				
media		2.52382	1.20955	2.20256
selección		0.567353	0.419091	0.531111
asimetría		-0.336176	0.0804545	-0.234333
curtosis		0.750735	0.769091	0.755222

## Terraza superior

## Tabla de clasificación

Factor de clasificación	tamaño de grupo	factor de predicción		
		es	pl	te
es	68	61 89.17%	0 0.00%	7 10.29%
pl	22	0 0.00%	22 100.00%	0 0.00%
te	13	0 0.00%	2 15.38%	11 84.62%

## Resumen análisis

variable de clasificación muda  
variables independientes media  
selección  
asimetría  
curtosis

Número de casos completos 103  
número de grupo 3

Función discriminante	Eigenvalue	Porcentaje relativo	Correlación canónica	p-value
1	3.64176	84.29	0.88579	
2	0.678879	15.71	0.6359	
Función derivada	Wilks Lambda	Chi-cuadrado	D. F.	
1	0.128321	202.2421	8	0.0000
	0.595636	51.0354	3	0.0000
Función discriminante 1,55516*media + 1,27101*selec + 0,625329*asim + 0,312083*curtosis				

## Resumen estadístico por grupo

	muda	es (68)	pl (22)	te (13)	total (90)
MEDIA					
media		2.52382	1.20955	1.56846	2.12252
selección		0.567353	0.419091	0.898462	0.577476
asimetría		-0.336176	0.0804545	-0.0371538	-0.25165
curtosis		0.750735	0.769091	0.73	0.752039

**Tabla 3.** Altura de las terrazas. La ubicación de los puntos geodésicos es señalada en la Figura 4.

Pto Geodésico	Ubicación	Norte (UTM)	Este (UTM)	Altura (m N.R.S.)
1	Terraza Intermedia	5582781.1	637722.4	3.9
2	Terraza superior	5582957.3	637563.1	19.4
3	Terraza superior	5583137.2	637171.3	18.9
4	Terraza inferior	5583039.4	637096.4	1.3
5	Terraza superior	5583541.4	637382.3	22.4

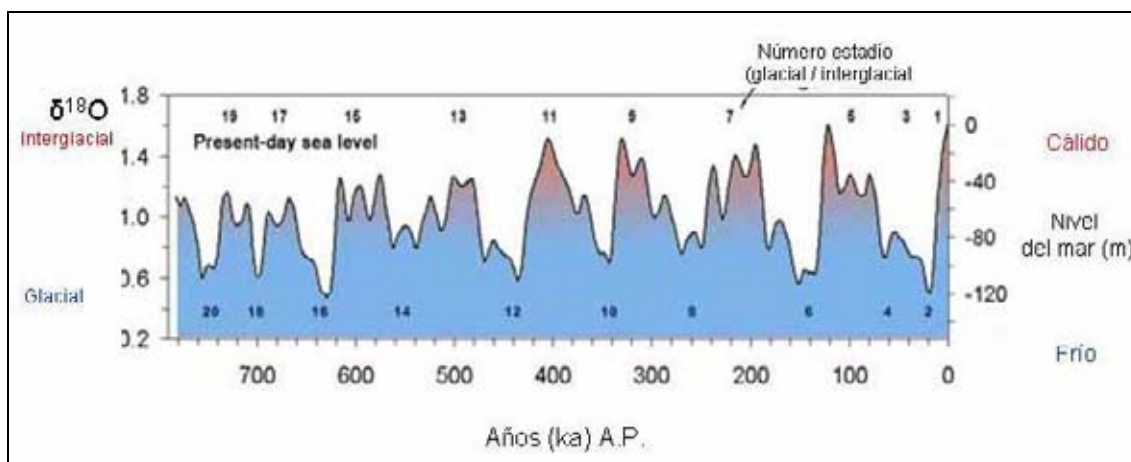
**Tabla 4.** Dataciones radiocarbónicas. Edades calculadas usando una vida media del  $^{14}\text{C}$  de 5730 años.

Código LAB	Código	Muestra	Origen	edad $^{14}\text{C}$	edad calibrada (1 $\sigma$ )	edad calibrada (2 $\sigma$ )
POZ - 2732	Geouach 8	Madera	Terraza baja	300 $\pm$ 30	1522 - 1574 (D.C.)	1489 - 1603 (D.C.)
TO - 11480	Geouach 18	Junco	Terraza baja	309 $\pm$ 50	1512 - 1601 (D.C.)	1456 - 1663 (D.C.)
TO - 11481	Geouach 19	Carbón	Terraza Intermedia	1432 $\pm$ 50	587 - 654 (D.C.)	538 - 673 (D.C.)
TO - 11482	Geouach 20	Carbón	Terraza Intermedia	6427 $\pm$ 60	7314 - 7422 (A.P.)	7453 - 7457 (A.P.)

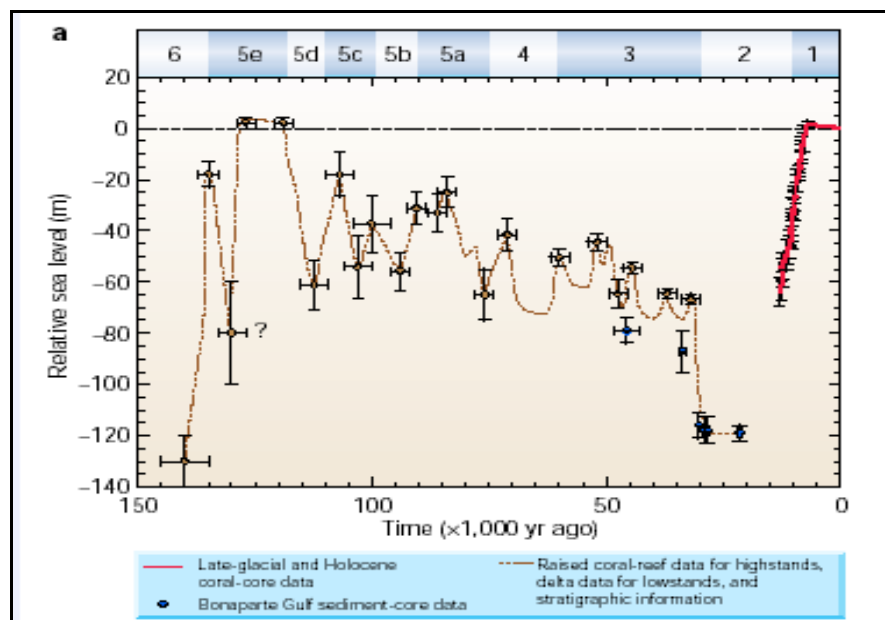
## **FIGURAS**

**Figura 1:** A) Curva de isótopos de oxígeno estándar de Imbrie *et al.* (1984). En la curva la señal isotópica indica los períodos cálidos y fríos. B) variabilidad del nivel del mar desde el Pleistoceno tardío en el registro de  $^{18}\text{O}$  de Lambeck *et al.* (2002).

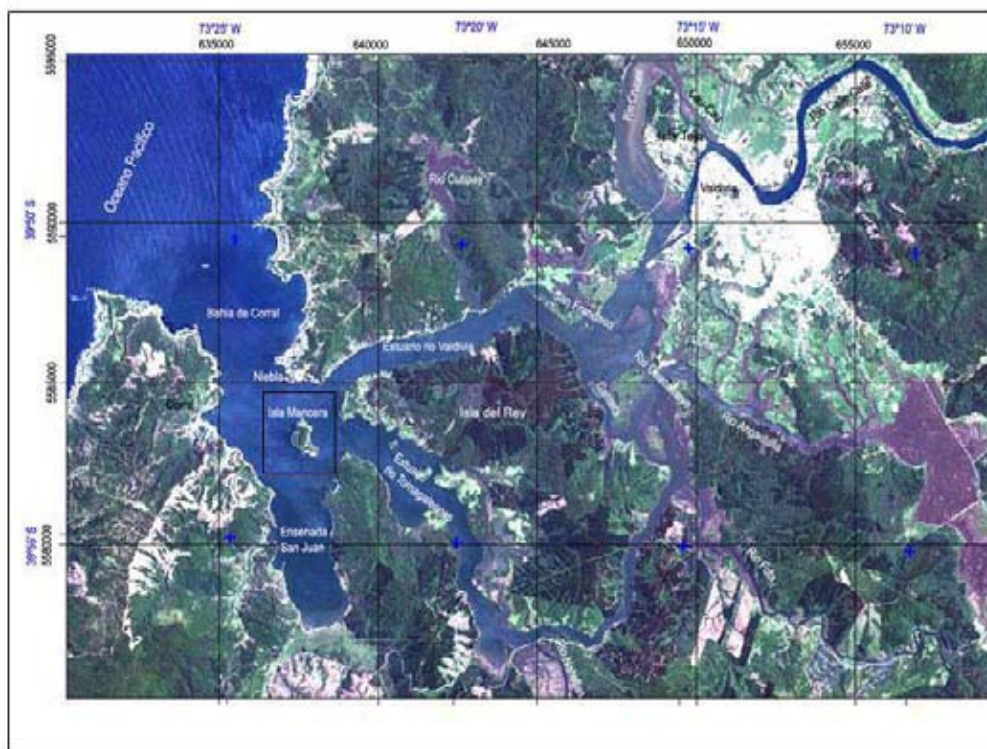
A



B



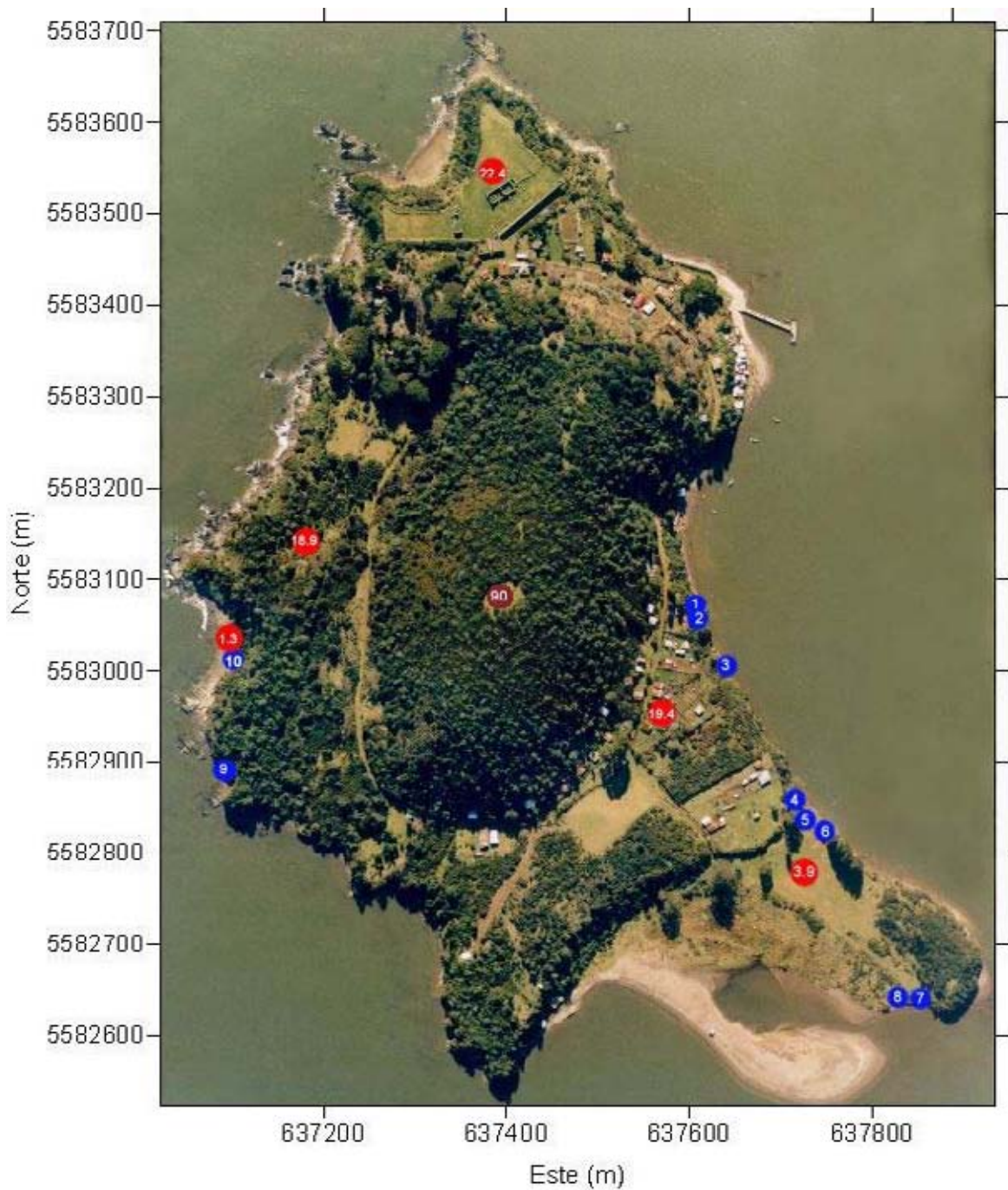
**Figura 2.** Sistema estuarial Valdivia, X Región de Los Lagos. Imagen LANSAT - TM+, bandas 3-2-1 (gentileza de Francisco Ríos).



**Figura 3.** Isla Mancera. Vista desde el noreste, en Niebla. La población local se asienta sobre la terraza superior.



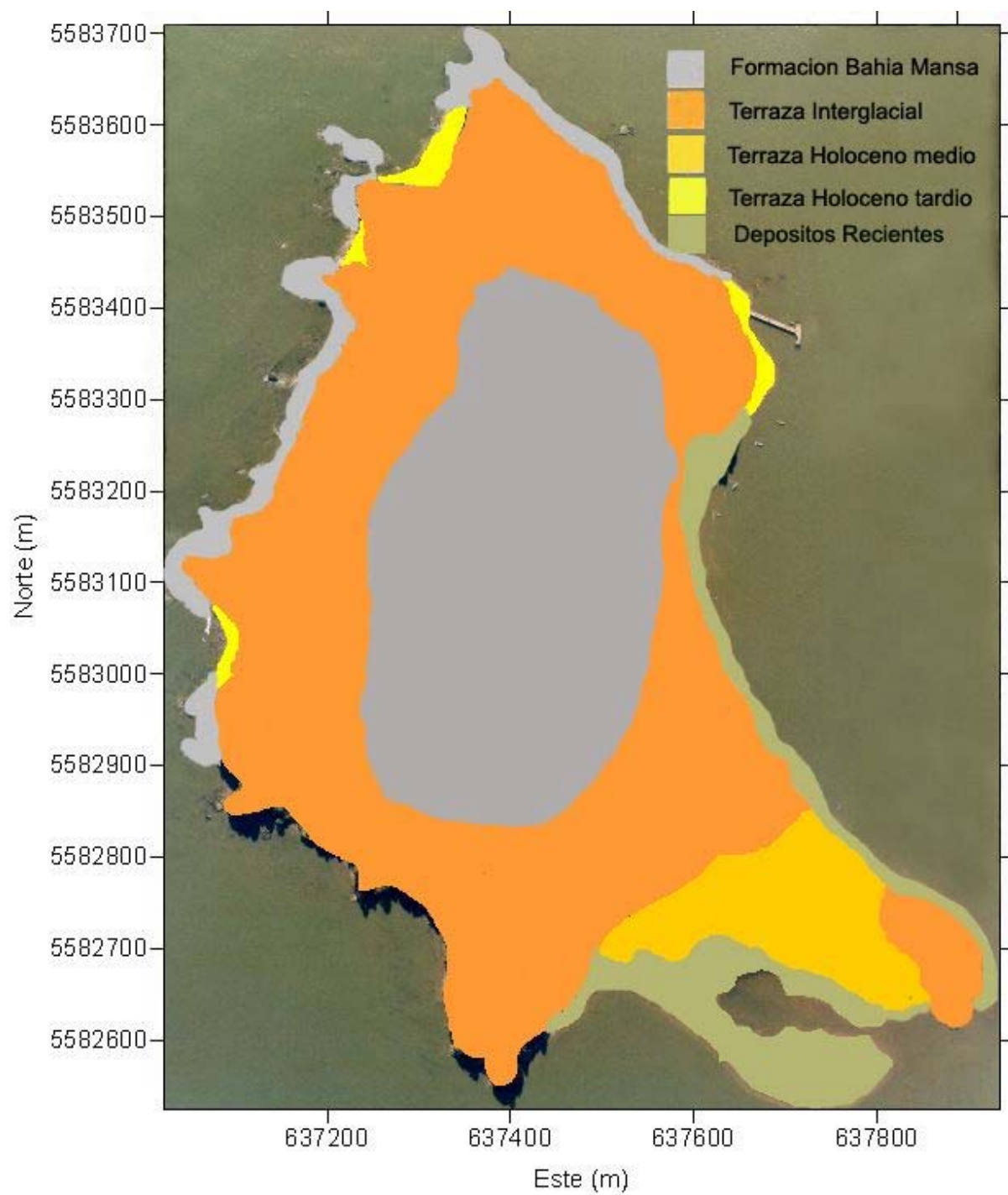
**Figura 4.** Fotografía aérea vertical de isla Mancera (gentileza I. Municipalidad de Corral). En la imagen se señala la altura de las terrazas (m N.R.S., círculos rojos) y la ubicación de los perfiles estratigráficos (círculos azules), el círculo marrón central señala la altura de la colina (S.H.O.A, 1996) en cuyas faldas se adosa la terraza superior.



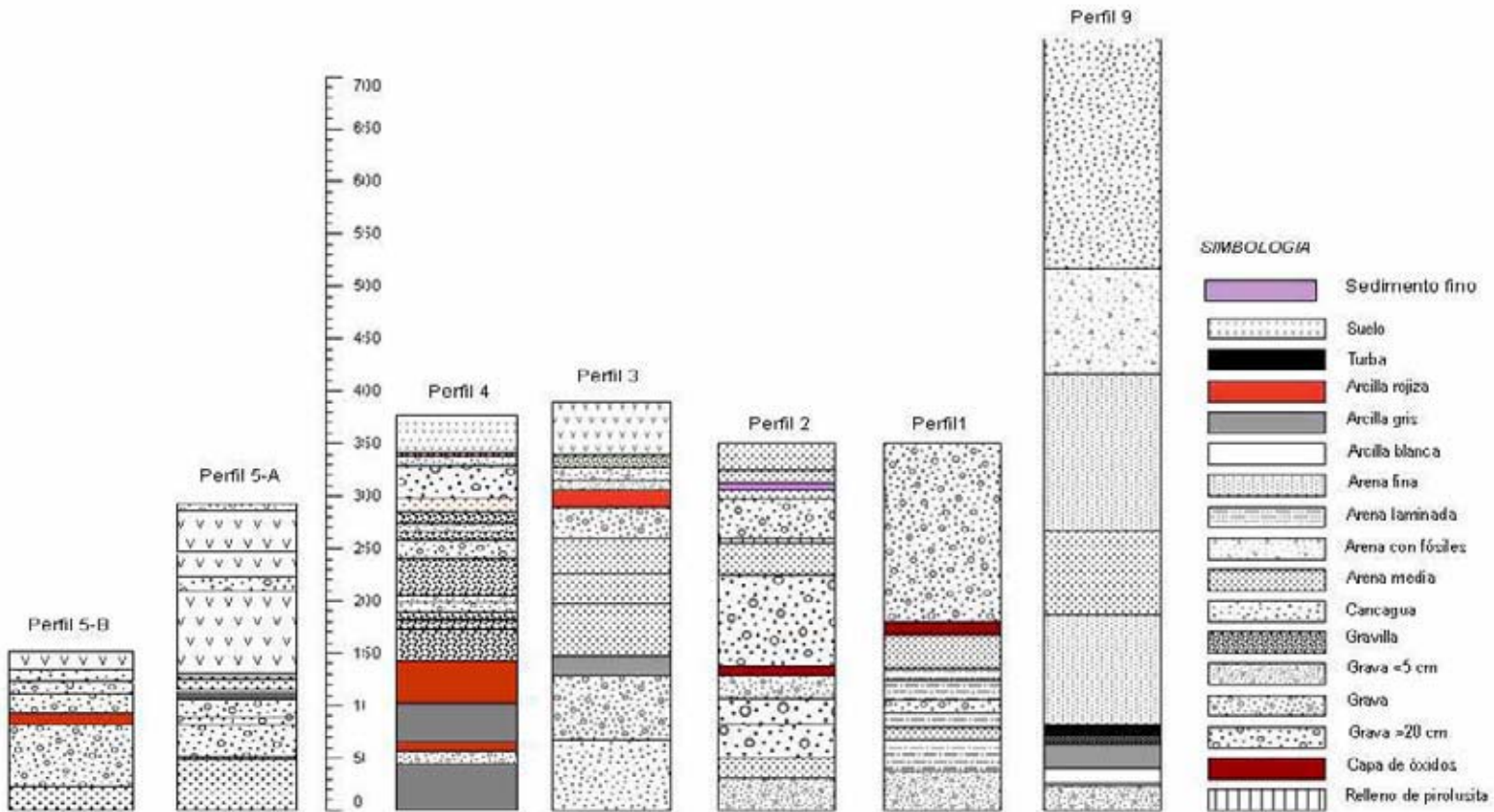
Datum WGS 84



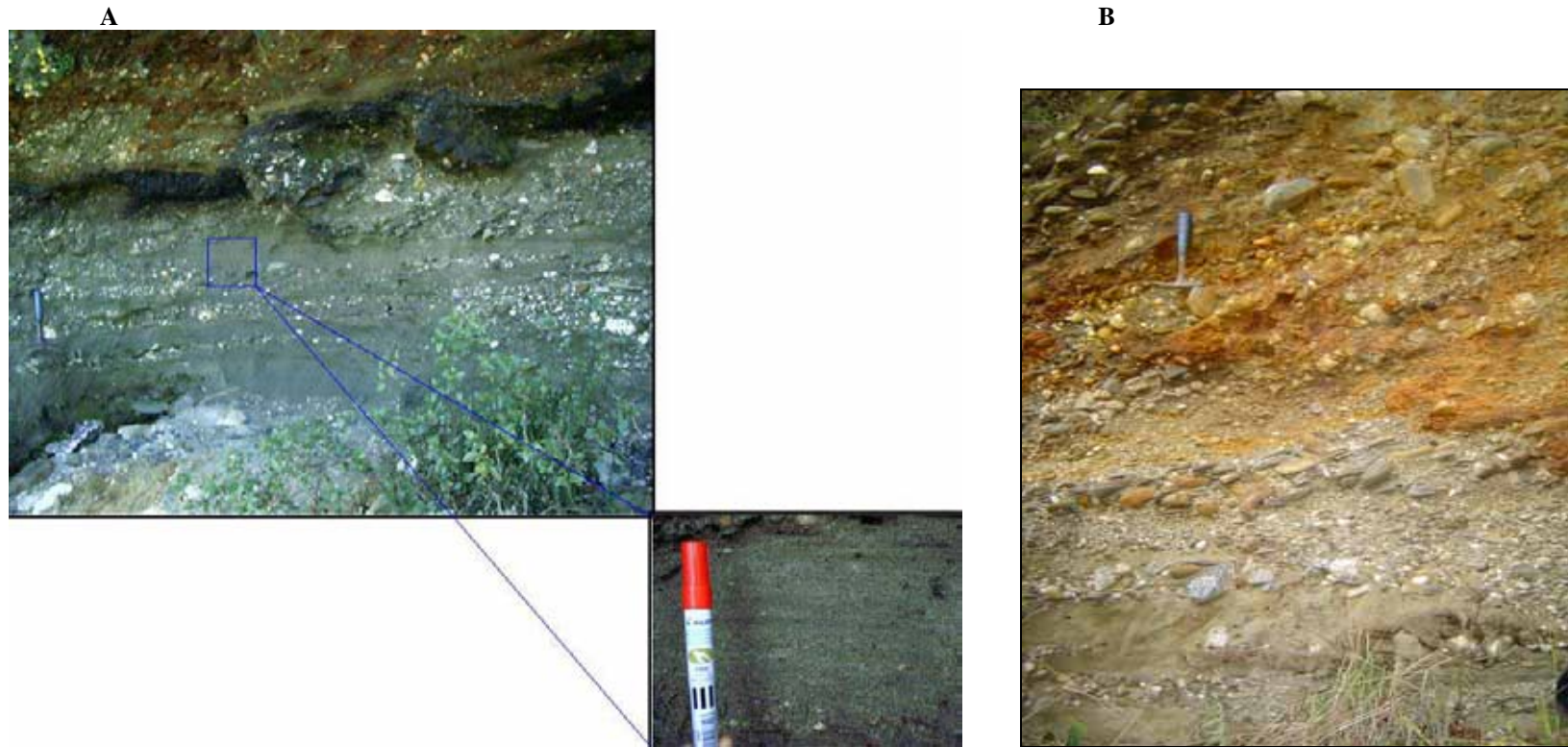
**Figura 5.** Mapa geológico - geomorfológico de isla Mancera.



Datum WGS 84

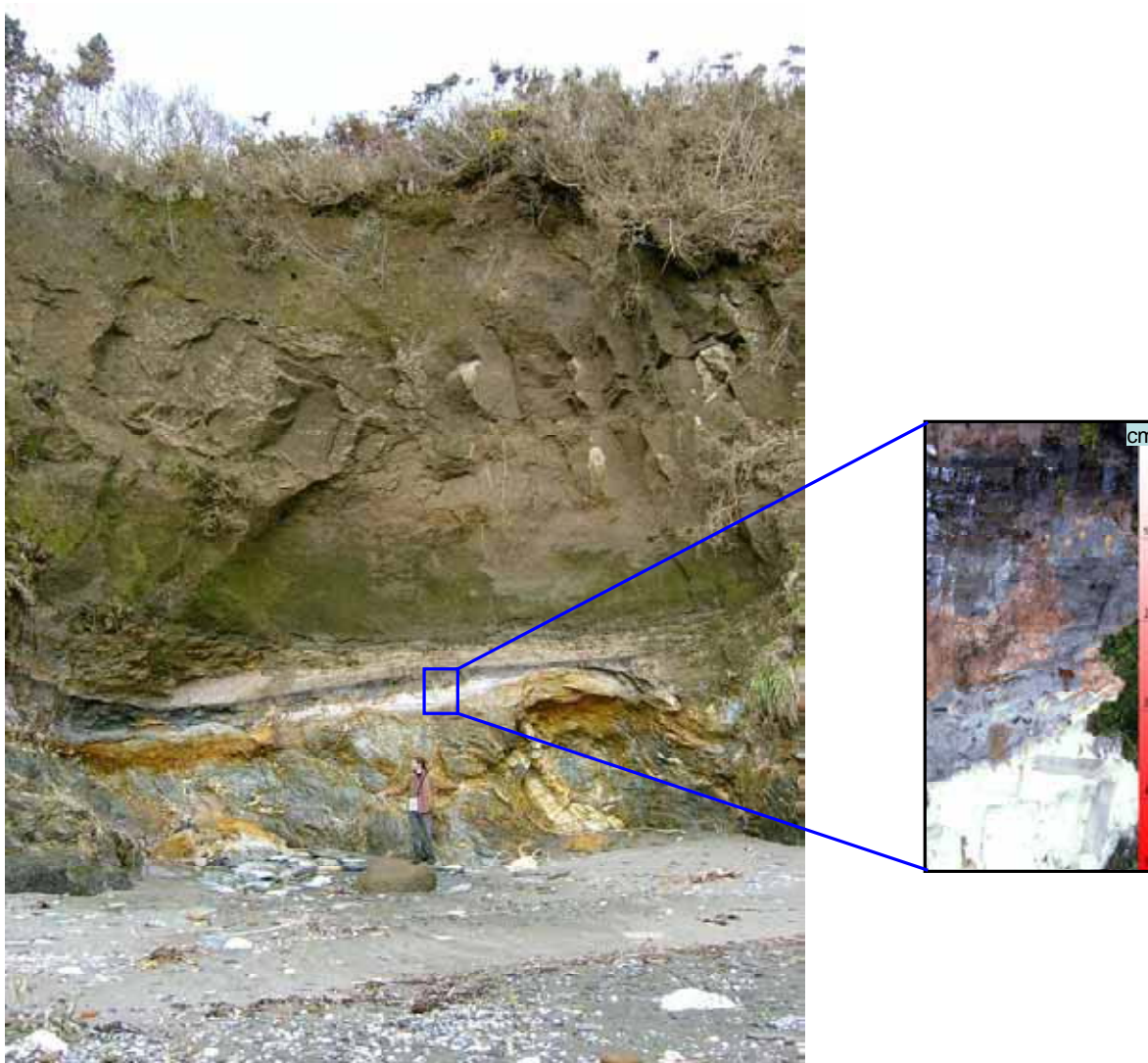


**Figura 6.** Secuencia estratigráfica de los depósitos que conforman la terraza de edad interglacial (escala en centímetros). En el perfil 9 no se grafica el nivel entre 0 y 150 cm de altura ya que ahí aflora la roca madre, mide 11,2 m y a partir de los 6 m de altura aflora la cancagua razón por la cual solo se grafica hasta 7 m de altura.

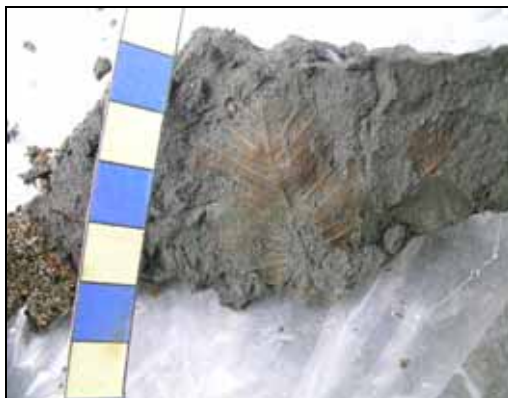


**Figura 7.** Afloramientos de la terraza superior en el costado este de la isla que caracterizan la facies autóctona. A) Secuencia perfil 1. B) Secuencia del perfil 2, imbricada ubicada 2 m al sur del Perfil 1.

**Figura 8.** Afloramiento de la terraza superior al costado suroeste de la isla desde el cual se obtuvo la secuencia del perfil 9. A la derecha, detalle de la secuencia de fango arcilloso presente bajo un depósito de turba.



**Figura 9.** Turba fangosa interglacial basal que se encuentra bajo la capa superficial de arena en el sector sureste de la isla. La turba incluye hojas, semillas e impresiones de moluscos.

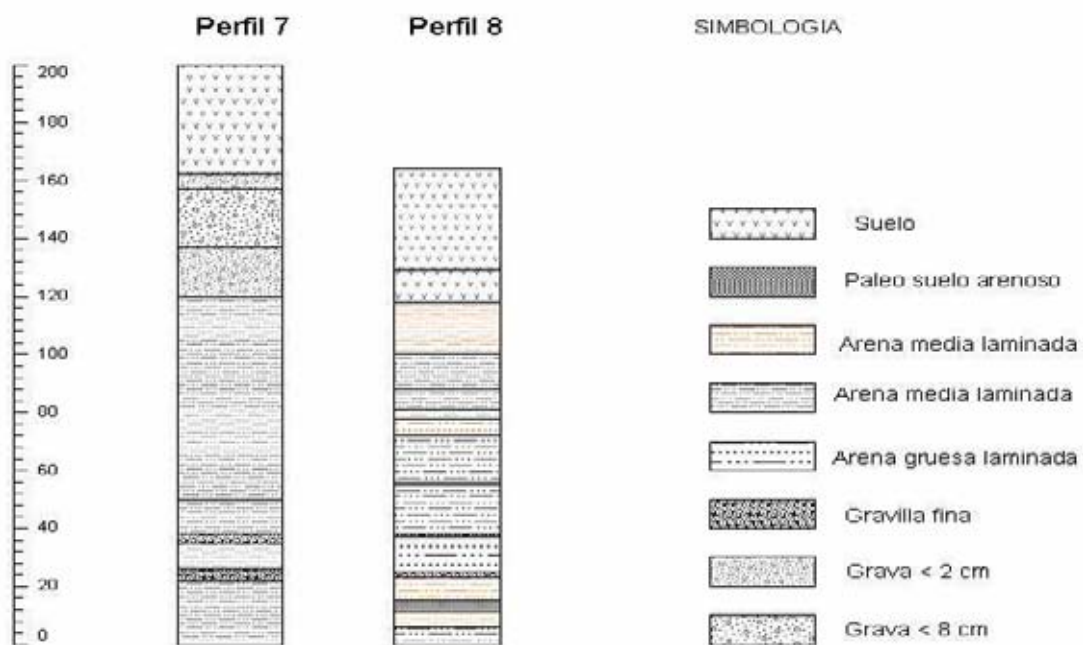


**Figura 10.** A) Afloramiento de la terraza intermedia al costado suroeste de la isla, desde aquí se obtuvieron los perfiles 7 y 8. B) Secuencia estratigráfica de los depósitos que conforman la terraza (escala en centímetros).

A



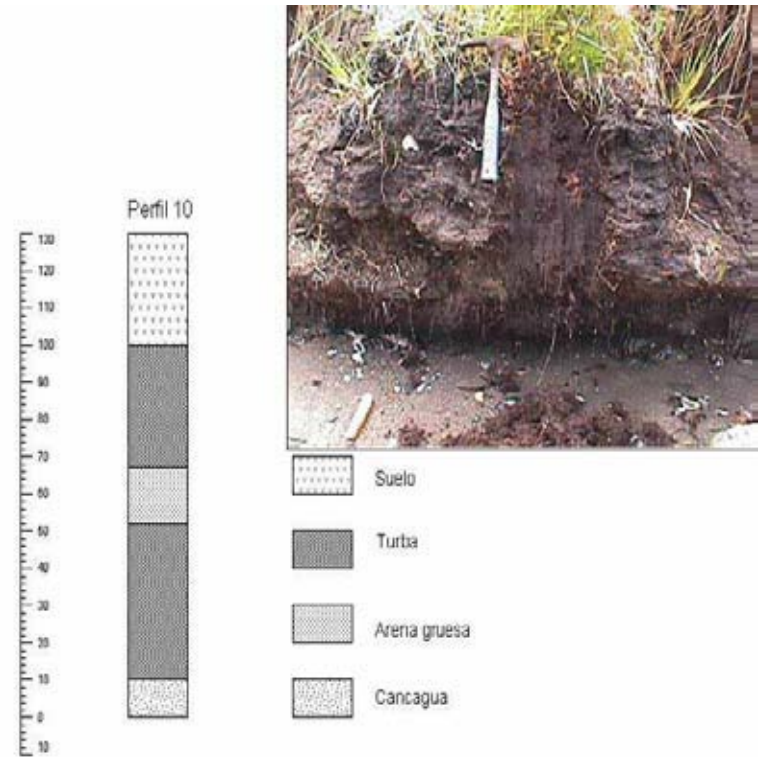
B



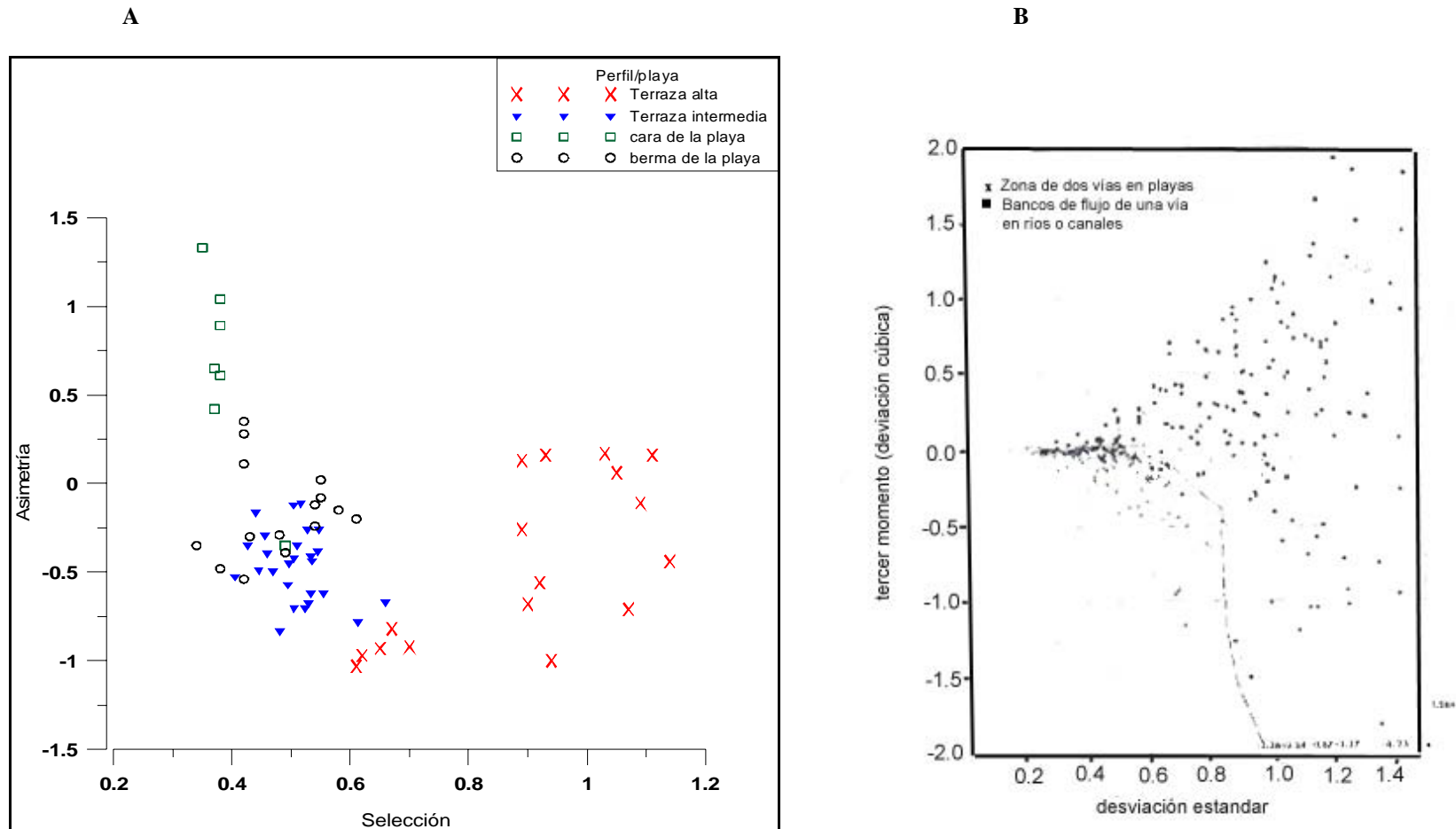
A



B

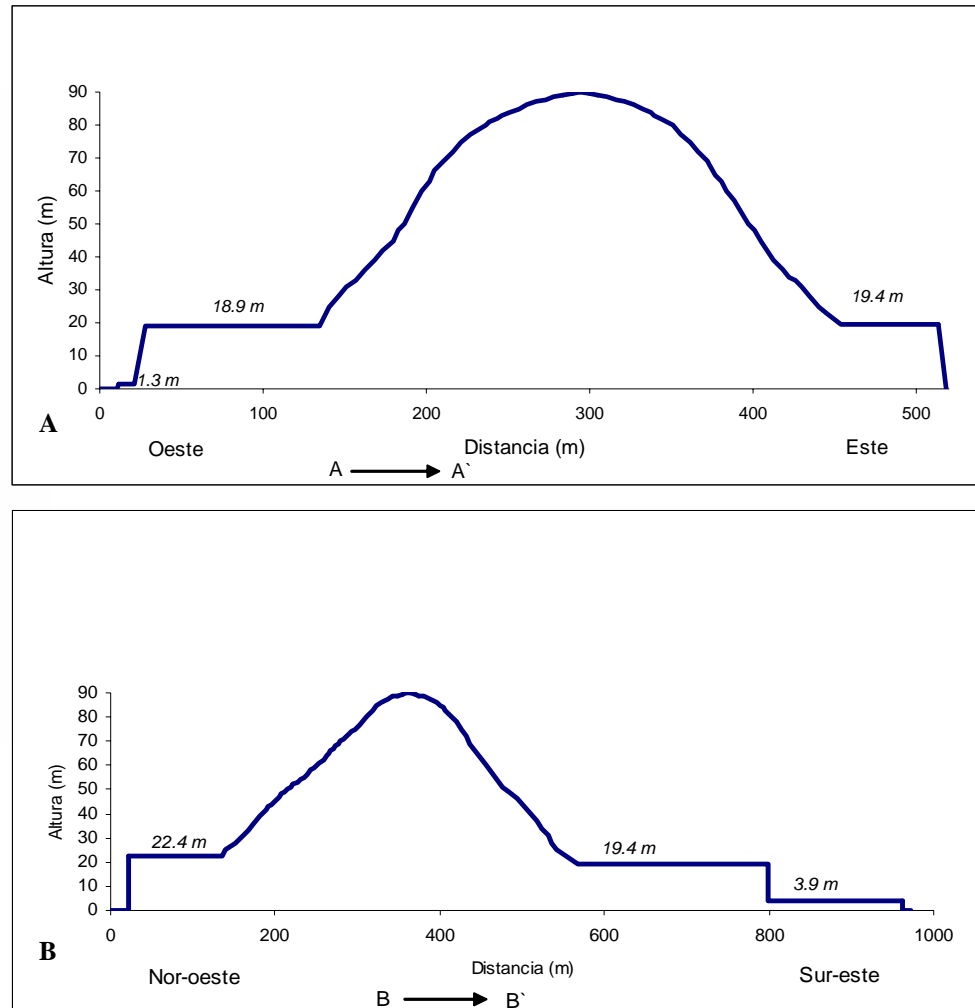


**Figura 11.** A) Afloramiento de la terraza inferior en el sector oeste de la isla. B) Secuencia estratigráfica de los depósitos que conforman la terraza (perfil 10).



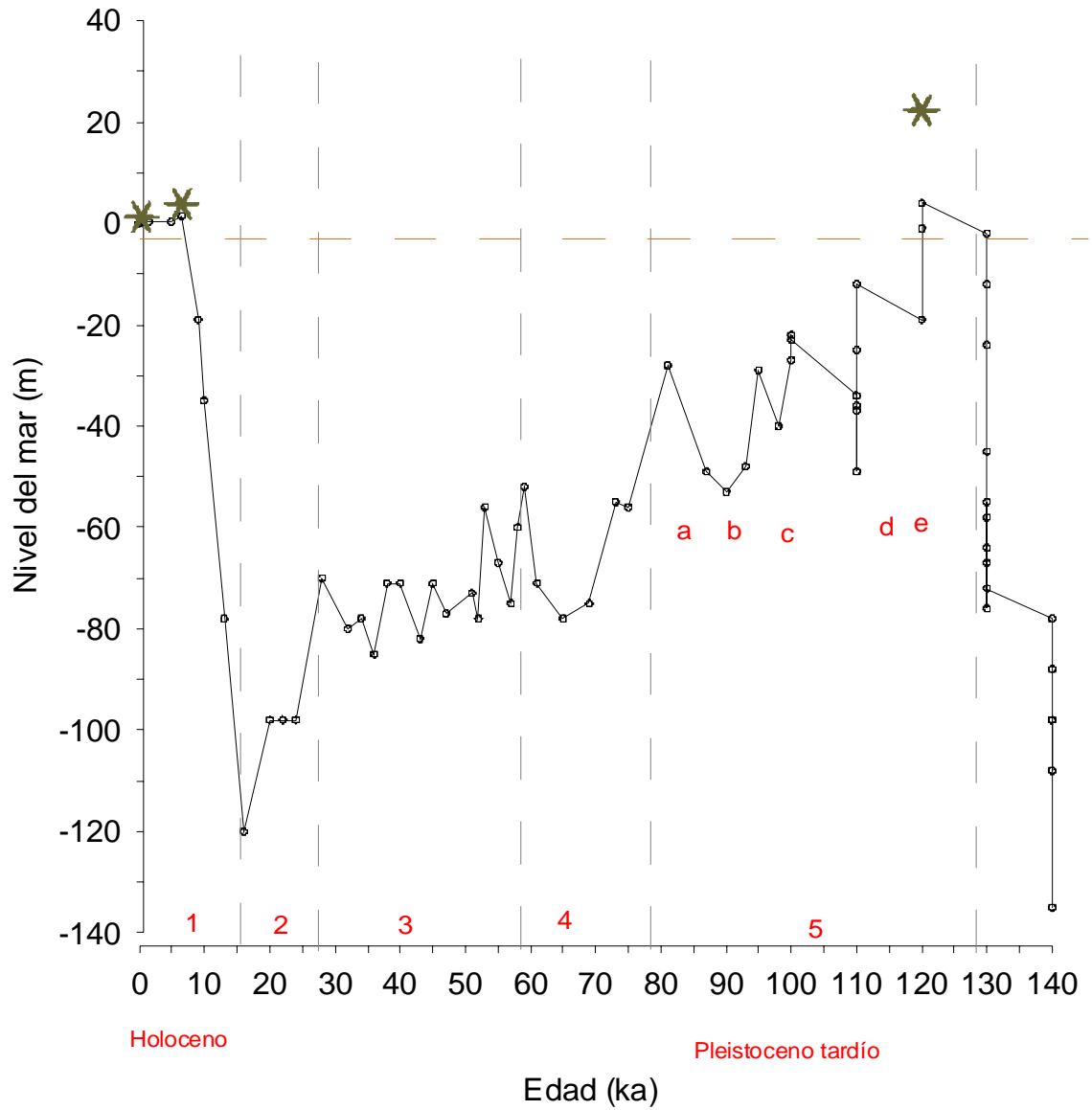
**Figura 12.** Relación entre los parámetros granulométricos de la terraza superior, intermedia y la playa de Mancera. A) relación entre asimetría y selección. B) Gráfico de discriminación de ambientes de deposición propuesto por Friedman & Sanders (1978), en que el transporte de arenas de río representa un flujo unidireccional y el transporte de arenas de playa representa un flujo bidireccional.





**Figura 13.** Perfiles topográficos de isla Mancera. Las alturas (a excepción de los puntos geodésicos señalados sobre cada terraza) fueron obtenidas a partir de la carta 1:50.000 y por ende, son referenciales. A) perfil en sentido oeste-este. B) Perfil en sentido noroeste-sureste.

**Figura 14.** Alturas de las terrazas en la isla Mancera (asteriscos), referidas a la tendencia de la altura del nivel del mar registrada en la curva de Blum & Törnqvist (2000) (línea negra continua). 1-5: estadios de isótopos de oxígeno, a – e: sub-estadios e inter-estadios del estadio 5.



## **GLOSARIO**

**Altura de pleamar:** Distancia vertical entre el nivel más alto alcanzado por una marea y el nivel de reducción de sondas.

<sup>4</sup>**Autóctono:** Formado en el lugar en que se encuentra. Antónimo de **alóctono**.

<sup>2</sup>**Cambio eustático en el nivel del mar:** Cambio en el nivel medio del mar a escala mundial provocado por una alteración en el volumen de los océanos. Esto puede deberse a cambios en la densidad del agua o en la masa total de agua. Cuando se analizan los cambios a escalas de tiempo geológicas, a veces se incluyen también en esta expresión los cambios en el nivel medio del mar a escala mundial causados por una alteración en la forma de las cuencas oceánicas.

**Corteza:** la delgada capa externa de la tierra sólida (Tarbuck & Lutgens, 1999).

<sup>4</sup>**Crono-estratigrafía:** Rama de la estratigrafía que se ocupa del conocimiento de la edad y la ordenación de las unidades estratigráficas, así como del establecimiento de la escala estratigráfica mundial.

**Flujo piroclástico:** Mezcla muy caliente, en gran medida de cenizas y fragmentos de pumicita, que descienden por los flancos de un volcán o a lo largo de la superficie del terreno (Tarbuck & Lutgens, 1999).

<sup>6</sup>**Glaciaciones e interglaciaciones:** La Glaciación es un momento de la historia terrestre, en el que una parte sustancial de la superficie terrestre estuvo cubierta por capas de hielo y glaciares provenientes de las regiones polares y montañosas. El máximo de la última glaciación en la Tierra ocurrió hace aproximadamente 20 mil años<sup>5</sup>. Durante la historia de la Tierra ha habido siete, y quizás más, episodios de amplias glaciaciones, en las Eras Precámbrica y Paleozoica. El periodo glaciario en el que nos encontramos ocupa el Periodo Cuaternario, empezó hace unos dos millones de años y todavía continúa. Dentro de un tiempo glaciario las temperaturas van subiendo y bajando cada varias decenas de miles de años. En la actualidad, desde hace unos 14 000 años, estamos en un periodo **interglacial** cálido (dentro de la glaciación del Cuaternario), en el que las mediciones de los glaciares de montaña indican que continuamente van disminuyendo de tamaño desde hace 12000 años. El anterior periodo cálido similar al actual sucedió hace 120 000 años. La diferencia de la temperatura media entre un periodo cálido y otro frío es de sólo unos 4 a 7°C, pero su efecto es que los glaciares avanzan hacia el ecuador o retroceden miles de kilómetros. Estos cambios en la masa de hielos afectan al nivel del mar que puede subir o bajar varias decenas de metros y a los caudales de los ríos, distribución de las lluvias y al clima en general. Por supuesto también afecta de forma importantísima a la fauna y la flora.

**Glacioeustasia:** Se refiere a los cambios globales en el nivel del mar como una consecuencia de volumen cambiante de hielo glaciario en la tierra.

**Glaciario:** Gruesa masa de hielo que se origina en la superficie terrestre por compactación y recristalización de la nieve mostrando evidencias del flujo en el pasado o en la actualidad (Tarbuck & Lutgens, 1999).

**Hidroisostasia:** Equilibrio de la corteza continental (plataforma continental) en relación al peso del agua del océano.

<sup>1</sup>**Isótopo:** Corresponden a átomos del mismo elemento, que tienen distintas estructuras nucleares (neutrones). Los isótopos son usados para determinar la edad de las rocas.

**Lahar:** Coladas de barro originadas en las pendientes de los volcanes que se producen cuando capas inestables de ceniza y derrubios se saturan en agua y fluyen pendiente abajo, siguiendo normalmente los cauces de los ríos (Tarbuck & Lutgens, 1999).

<sup>2</sup>**Levantamiento isostático postglacial:** Movimiento vertical de los continentes y el fondo del mar a raíz de la desaparición y la reducción de la capa de hielo, como ha ocurrido por ejemplo desde el Último Máximo Glacial (hace 20.000 años). Este levantamiento o "rebote" es un movimiento isostático de la Tierra.

<sup>1</sup>**Litósfera:** Es la capa superior de la Tierra sólida, que comprende todas las rocas corticales y la parte frágil del manto superior. Se deforma por fracturas. Comprende numerosos bloques, conocidos como placas tectónicas, las cuales tienen movimientos diferenciales que dan lugar a la tectónica de placas. El concepto se basó originalmente en los requerimientos para una capa rígida superior respondiendo a la isostasia. Su rigidez es variable. Su espesor es variable, desde 1-2 km en las crestas de las dorsales oceánicas, pero incrementándose generalmente desde 60 km cerca de las dorsales hasta 120-140 km debajo de la corteza oceánica más vieja. El espesor debajo de la corteza continental es incierto. Se ha demostrado en forma general que la corteza es menos densa en las masas montañosas que bajo las llanuras, y bajo las llanuras menos que en los océanos. Todo sucede como si bloques de la corteza emergieran tanto más cuanto menos densos fueran, como flotadores de madera situados en una cubeta con agua, hundiéndose según su densidad. Esta es la idea del 'equilibrio isostático' en la corteza terrestre.

<sup>5</sup>**Llanura Aluvial:** Zona llana que bordea un río y la cual ha sido formada por la depositación de aluviones.

<sup>1</sup>**Margen convergente:** Límite entre dos placas litosféricas que se están moviendo una hacia la otra. Algunos de tales límites involucran subducción de corteza oceánica y son llamados límites destructivos.

**Metros N.R.S.:** Nivel de Reducción de Sondas, es el nivel alcanzado por la mayor bajamar de sicigias local, estando la luna en perigeo (SHOA, 2003).

**Movimientos cosísmicos:** Alzamiento o hundimiento de bloques costeros durante un terremoto (Nelson & Manley, 1992).

**Movimientos asísmicos:** Alzamiento o hundimiento de bloques costeros lentamente durante períodos intersísmicos (Nelson & Manley, 1992).

<sup>2</sup>**Movimientos isostáticos de la tierra:** La isostasia se refiere a la forma en que la litósfera y el manto responden a cambios en las cargas superficiales. Cuando la carga de la litósfera cambia debido a alteraciones en la masa de hielo terrestre, la masa oceánica, la sedimentación, la erosión

o la formación de montañas, se producen ajustes isostáticos verticales para equilibrar la nueva carga.

**<sup>2</sup>Nivel relativo del mar:** Nivel del mar medido con un mareógrafo tomando como punto de referencia la tierra firme sobre la que está ubicado. El nivel medio del mar se define normalmente como el promedio del nivel relativo del mar durante un mes, un año o cualquier otro período lo suficientemente largo como para que se pueda calcular el valor medio de elementos transitorios como las olas.

**Placa:** Una de las numerosas secciones rígidas de la litósfera que se mueve como una unidad sobre el material de la astenósfera (Tarbuck & Lutgens, 1999).

**<sup>3</sup>Regresión:** Retirada del mar de una zona del continente a escala de tiempo geológico y su evidencia preservada en los estratos; por ejemplo, pueden encontrarse depósitos de playa encima de depósitos de plataforma en una serie geológica.

**<sup>1</sup>Secuencia estratigráfica:** Secuencia entera de estratos depositados a través del tiempo geológico.

**<sup>1</sup>Subducción:** Es el caso de convergencia de placas tectónicas. Específicamente la placa que subduce es oceánica y los materiales que la constituyen provienen de zonas profundas de la Tierra (manto terrestre), como consecuencia de lo anterior, es más densa que una placa continental, luego al encontrarse ambas placas, la primera se mete debajo de la segunda, dando origen a una variada serie de fenómenos geológicos, geofísicos, etc., como sismos, volcanes, metamorfismos y otros.

**Tanatocenosis:** Asociación de organismos muertos que fueron transportados desde el lugar en donde vivieron.

**<sup>4</sup>Terraza:** Rellano situado en una o ambas vertientes de un valle, a una altitud superior a la del curso de agua, que representa el resto de un antiguo lecho en el que ha profundizado el curso de agua.

**<sup>3</sup>Transgresión:** Invasión de áreas continentales por el mar (resultado de una elevación del nivel del mar o por subsidencia continental) y su evidencia queda demostrada por los estratos. Nuevos depósitos marinos se pueden extender sobre una superficie continental previa de manera discordante, o ambientes de aguas profundas pueden ocupar áreas que anteriormente ocuparon aguas someras.

---

1: <a href="http://www.fcaglp.unlp.edu.ar/~nicolas/geoglos/letraa">www.fcaglp.unlp.edu.ar/~nicolas/geoglos/letraa</a>	13-12-2005
2: <a href="http://www.greenfacts.org/es/cambioclimatico/toolboxes/glossary.htm">www.greenfacts.org/es/cambioclimatico/toolboxes/glossary.htm</a>	13-12-2005
3: <a href="http://www.icog.es/portal/glosario/sp_res_abc.asp?letra=t&amp;offset=25">www.icog.es/portal/glosario/sp_res_abc.asp?letra=t&amp;offset=25</a>	13-12-2005
4: <a href="http://www.es.geocities.com/neolitos/utilidades/glosario.html">www.es.geocities.com/neolitos/utilidades/glosario.html</a>	13-12-2005
5: <a href="http://www.educarchile.cl/eduteca/bdrios/sitio/glosario/glosario.htm">www.educarchile.cl/eduteca/bdrios/sitio/glosario/glosario.htm</a>	13-12-2005
6: <a href="http://www.esi.unav.es/asignaturas/ecologia/Hipertexto/03AtmHidr/131Hielo.htm">www.esi.unav.es/asignaturas/ecologia/Hipertexto/03AtmHidr/131Hielo.htm</a>	13-12-2005