

ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL APROVECHAMIENTOS HIDROELÉCTRICOS DEL RÍO SANTA CRUZ (PRESIDENTE DR. NÉSTOR C. KIRCHNER Y GOBERNADOR JORGE CEPERNIC), PROVINCIA DE SANTA CRUZ

CAPÍTULO 4 – LINEA DE BASE AMBIENTAL

PUNTO 4 - GEOLOGÍA

INDICE

4	GEOLOGÍA	2
4.1	UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	2
4.2	METODOLOGÍA	3
4.3	GEOLOGÍA DEL VALLE DEL RÍO SANTA CRUZ	4
4.3.1	Estratigrafía	4
4.3.2	Estructura	48
4.3.3	Geomorfología	53
4.3.4	Peligro Geológico	53
4.4	GEOLOGÍA DE LOS PROYECTOS DE CIERRES NESTOR KICHNER Y JORGE CEPERNIC VALLE DEL RÍO SANTA CRUZ	82
4.4.1	Cierre Néstor Kirchner	82
4.4.2	Cierre Jorge Cepernic	123
4.5	CONCLUSIONES	133
4.6	BIBLIOGRAFÍA	134

4 GEOLOGÍA

El presente punto del informe constituye una síntesis de la geología del valle del río Santa Cruz, específicamente la que está presente a lo largo de la faja en la cual se localizarán los cierres y los vasos de los futuros emprendimientos hidroeléctricos Néstor Kirchner y Jorge Cepernic.

En su desarrollo se describe, en primer término, la geológica de valle que quedará bajo la influencia del proyecto hidroeléctrico y posteriormente se puntualiza la geología de detalle que está presente en los sitios correspondientes a las fracciones del valle que fueron seleccionadas para la instalación de las referidas presas.

El objetivo y alcance del estudio efectuado consiste en establecer la línea de base geológica que incluye la Estratigrafía, Litología, Estructura, Geomorfología, Peligro Geológico e Hidrogeología de la zona relevada, con la finalidad de contar con un insumo de importancia crítica en la elaboración de la matriz de impactos ambientales que el proyecto hidroeléctrico tendrá sobre el medio geológico.

4.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudios generales se localiza en la región de la Patagonia Extrandina situada en la sección austral de la Provincia de Santa Cruz. La misma se extiende a lo largo del valle del río Santa Cruz, desde su nacimiento en el Lago Argentino hasta aguas abajo del proyectado cierre Jorge Cepernic (Figura 4-1).

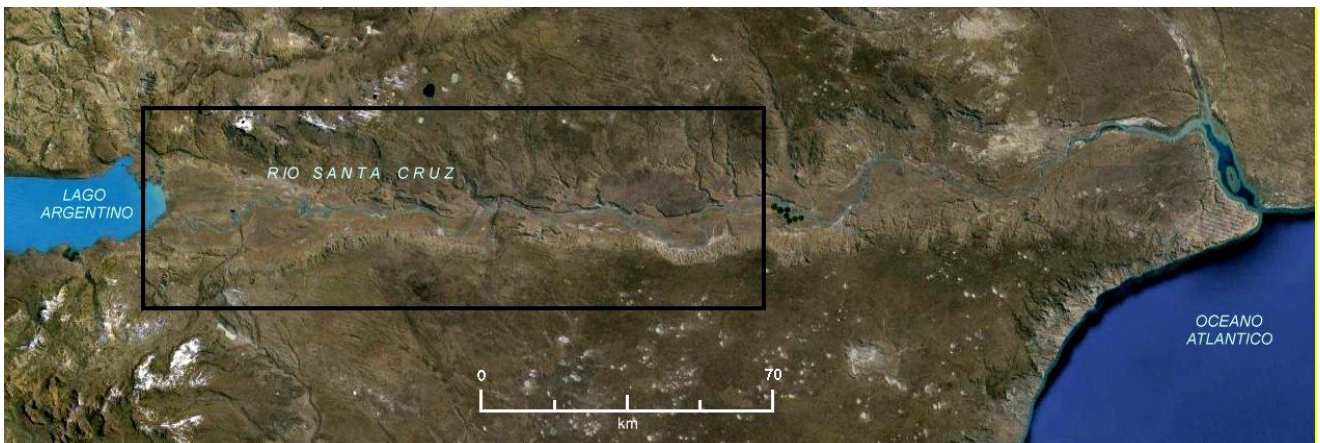


Figura 4-1. Valle del río Santa Cruz desde su nacimiento en el lago Argentino hasta su desembocadura en el Océano Atlántico. La zona investigada corresponde al área limitada por el rectángulo negro.

Por su parte, las zonas donde se realizaron las investigaciones de detalle corresponden a las áreas en las cuales se instalaran los ejes de ambas presas. En éste último caso, los estudios encarados incluyen una faja adyacente a los referidos ejes con el fin de evaluar los factores geológicos que puedan gravitar sobre los mismos, especialmente los que tienen que ver con la peligrosidad geológica que esas secciones presentan y que podrían provenir desde posiciones alejadas de ellos.

La zona correspondiente a los estudios de detalle se ilustra en la Figura 4-2.

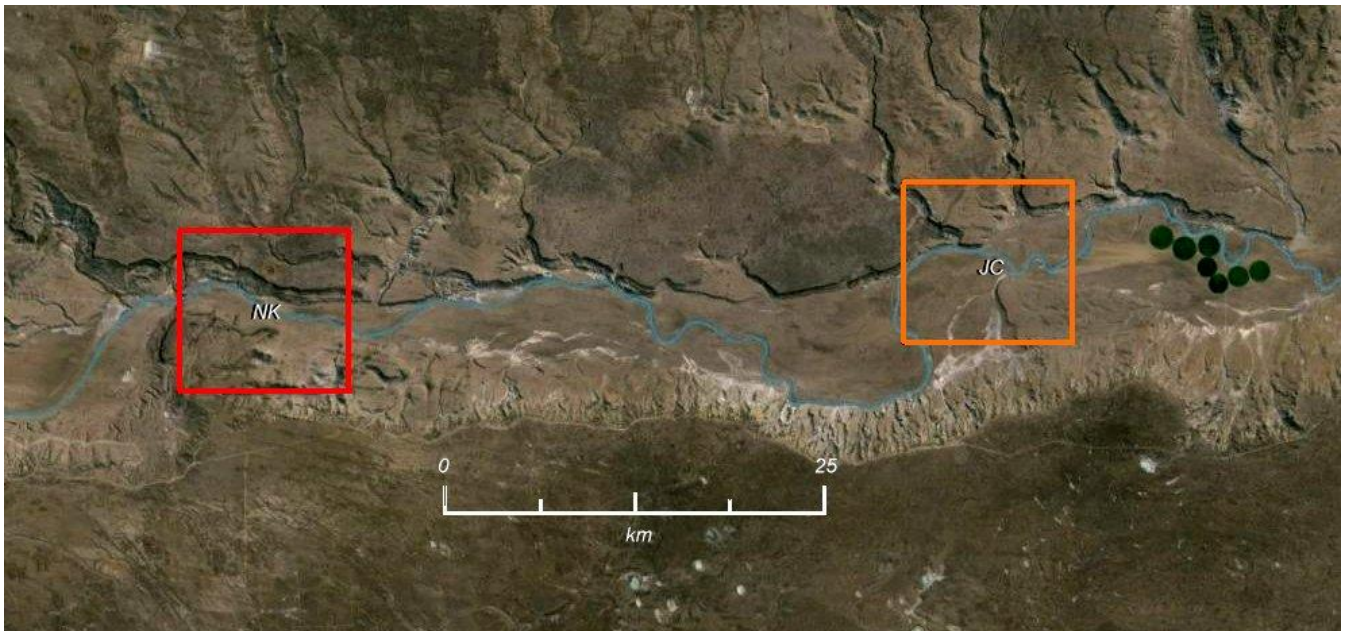


Figura 4-2. Las áreas delimitadas por las trazas roja y anaranjada señalan las zonas de estudios de detalle correspondientes a los proyectados cierres de Néstor Kirchner y Jorge Cepernic respectivamente.

4.2 METODOLOGÍA

El presente estudio geológico se concretó mediante una serie de tareas de gabinete y de campo.

Durante la primera etapa de trabajos de gabinete se recopilaron publicaciones, informes inéditos, cartografía topográfica, mapas geológicos y trabajos propios para su análisis y validación a los objetivos planteados. En este sentido, entre los antecedentes más relevantes que tratan sobre la geología del área de influencia de los proyectos de represamiento Néstor Kirchner y Jorge Cepernic, se consultó la siguiente información.

Consortio IECI, 1977; Consortio IECI, 1978a y Consortio IECI, 1978b, desde donde se extrajeron los datos de los relevamientos y exploraciones geotécnicas que el consorcio IECI presentó ante Agua y Energía Eléctrica, los que resultan valiosos para las determinaciones preliminares de las características litológicas en profundidad de las zonas de los cierres. Otros trabajos consultados fueron Giaconi, Luis, 1980; Turazzini, 2002; Panza, 2002 y IATASA, 2007, entre otros.

En relación con las acumulaciones de edad cuaternaria, especialmente las relacionadas con los depósitos glaciares que en el valle del río Santa Cruz alcanzan desarrollos notables desde su inicio en el Lago Argentino y hasta aguas abajo del proyectado cierre de Néstor Kirchner, se consultaron especialmente los estudios de Malagnino, 1991; Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996, Strelin et al, 1999; Malagnino, 2000; Malagnino, 2005; Strelin y Malagnino, 2009; entre otros, ya que los mismos representan los mapeos más completos que se tienen al presente sobre estas acumulaciones glaciogénicas para el valle del río Santa Cruz.

Además de la revisión indicada y formando parte de las tareas de gabinete preliminares, se efectuó el análisis e interpretación geológica de la comarca bajo estudio a partir del examen de registros remotos que fueron de los siguientes tipos: imágenes satelitales digitales multibanda del tipo Landsat TM, imágenes radar del ERS 1 y ERS2, imágenes pancromáticas de alta resolución extraídas del *Google Earth* y fotografías aéreas estereoscópicas. Asimismo, se analizaron escenas multitemporales que permitieron realizar el seguimiento de procesos dinámicos que tuvieron variaciones significativas a lo largo de los lapsos evaluados.

El procesamiento digital de las imágenes satelitales utilizadas se realizó mediante programas específicos que permitieron realzar e interpretar las diversas características geológicas, especialmente litológicas, geomorfológicas y de peligrosidad geológica, que están presentes en la comarca relevada en detalle y sus áreas aledañas, además de las de alcance regional.

Con posterioridad a la primera etapa de estudios de gabinete se realizaron varias campañas de investigación de campo. Durante las mismas se recorrió la totalidad del valle del río Santa Cruz desde su inicio en la margen este del lago Argentino hasta varios km aguas abajo del proyectado cierre Jorge Cepernic. Estos reconocimientos fueron realizados mediante desplazamientos terrestres sobre ambos laterales del valle, y con recorridos náuticos a lo largo de río Santa Cruz entre las localidades referidas.

Asimismo se efectuaron estudios de campo a escala de detalle en el área correspondiente a los cierres proyectados de Néstor Kirchner y Jorge Cepernic, los que además incluyeron sus áreas adyacentes, especialmente aquellas donde las tareas de gabinete indicaban la existencia de sectores críticos en relación a la dinámica de los procesos geomórficos vinculados con la peligrosidad geológica presente. Bajo este aspecto se analizaron los factores condicionantes y promotores de los riesgos geológicos de ocurrencia más probable, especialmente los del tipo remoción en masa.

Las actividades de campo reseñadas permitieron además controlar la interpretación realizada durante la primera etapa de tareas de gabinete y determinar las características estratigráficas, litológicas, estructurales y geomorfológicas de la comarca. Durante las mismas se realizaron además el levantamiento de perfiles de detalle sobre las unidades geológicas identificadas y el registro fotográfico de las localidades de interés crítico.

A continuación de las campañas referidas y a partir de la integración de la información recogida durante las actividades de campo indicadas, sumada a la generada durante la etapa preliminar de estudios de gabinete, se realizó una nueva etapa de actividades de gabinete que permitió obtener un modelo geológico de la zona de influencia del proyecto, con mayor nivel de detalle en las zonas de cierre.

La información contenida en este documento tiene una primera parte en la cual se realiza una descripción general de la geología del valle del río Santa Cruz ya que en el mismo se localizara el área de influencia directa e indirecta del aprovechamiento hidroeléctrico proyectado. En la segunda parte se describe la geología relevada en detalle correspondiente a los cierres de Néstor Kirchner y Jorge Cepernic que son las localidades en las cuales las intervenciones ingenieriles serán profundas.

Las conclusiones que surgieron de las actividades reseñadas se exponen a continuación.

4.3 GEOLOGÍA DEL VALLE DEL RÍO SANTA CRUZ

4.3.1 Estratigrafía

Las unidades geológicas que afloran en la comarca relevada y que además han sido registradas en las perforaciones realizadas en las secciones de los cierres proyectados de Néstor Kirchner y Jorge Cepernic, se extienden temporalmente desde el Terciario hasta la actualidad.

De esta forma, la entidad de mayor antigüedad reconocida corresponde a las sedimentitas marinas que fueron agrupadas bajo la denominación informal de “Patagoniano” o “Patagoniense”, actualmente definida en la sección occidental como Formación 25 de Mayo. Subyaciendo a esta unidad se desarrollan las sedimentitas continentales pertenecientes a la Formación Santa Cruz. Con posterioridad a la culminación de la depositación de la misma, y como consecuencia de una serie de eventos erosivos y deposicionales vinculados especialmente con las glaciaciones que tuvieron lugar en ésta región a partir del Mio-Plioceno, tuvo lugar la estructuración del valle del río Santa Cruz y la acumulación de extensos depósitos morénicos y glaciales que se localizan en él, e incluso sobre las planicies que se desarrollan más allá del tope del mismo, tanto hacia el norte como hacia el sur. Acompañando a los referidos procesos de glaciación regional, tuvieron lugar episodios de vulcanismo efusivo que posibilitaron que sus extensas coladas basálticas ingresaran al ancestral valle del río Santa Cruz y se desplazaran sobre sus terrazas glaciales y sobre su cauce activo. Eventos glaciales posteriores las erosionaron parcialmente.

Por último, las acumulaciones más modernas que se desarrollaron en tiempos postglaciales, durante el Holoceno, corresponden a depósitos fluviales locales, niveles de terrazas inferiores del río Santa Cruz, acumulaciones lacustres, eólicas y, especialmente, derivadas de movimientos de remoción en masa, los que alcanzan importancia crítica no solamente por la magnitud y volúmenes de rocas comprometidas por éste proceso gravitacional, sino además porque gran parte de estos movimientos han afectado localidades en las cuales se sitúan los cierres de los aprovechamientos hidroeléctricos proyectados.

En la Tabla 4-1 se muestra el cuadro estratigráfico de las unidades geológicas que afloran en la sección relevada del valle del río Santa Cruz, las que se describen a continuación.

Tabla 4-1. Estratigrafía del valle del río Santa Cruz en la comarca de influencia del proyecto hidroeléctrico.

CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósitos coluviales Depósitos de llanura aluvial Depósitos de terraza aluvial Depósitos de remoción en masa Depósitos eólicos Depósitos lacustres
	PLEISTOCENO	Morenas El Tranquilo (ET) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glaciafluviales y glacialacustres
		Morenas Arroyo Verde (AV) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glaciafluviales y glacialacustres
		Morenas Cerro Fortaleza (CF) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glaciafluviales y glacialacustres
		Morenas Chuñi Aike (ChA) y sus depósitos de gravas y arenas glaciafluviales
		Morenas Estancia La Fructuosa (ELF) y sus depósitos de gravas y arenas glaciafluviales
		Basaltos Cóndor Cliff
		Gravas y Arenas Glaciafluviales de la Terraza San Fernando
Coladas de Basaltos		
TERCIARIO	PLIOCENO-MIOCENO superior	Coladas de Basaltos
		Gravas y arenas glaciafluviales de la Terraza San Fernando (TSF)
		Gravas y arenas glaciafluviales de la Terraza La Australasia (TLA)
		Morenas Pampa Alta (PA) y sus depósitos de gravas y arenas glaciafluviales
		Gravas y arenas glaciafluviales de la Terraza Cerro Cuadrado (TCC)
	MIOCENO	Formación Santa Cruz
	MIOCENO EOCENO	"Patagoniano" - Formación Estancia 25 de Mayo

4.3.1.1 Estratigrafía y Litología de las Sedimentitas Terciarias

“Patagoniano”, Formación Estancia 25 de Mayo, Formación Monte León, Formación Centinela

Corresponde a la entidad de mayor antigüedad que se reconoce en la comarca relevada. Se trata de sedimentitas que se acumularon durante las transgresiones marinas que tuvieron lugar durante el Mioceno sobre la plataforma patagónica.

Estas sedimentitas fueron previamente identificadas por d’Orbigny (1842), Darwin (1846), Hatcher (1903) y Ameghino (1906), autor éste último que las llamó Formación Patagónica. Posteriormente fueron agrupadas bajo la denominación informal de “Patagoniano” (Rovereto, 1921) y “Patagoniense” (Feruglio, 1949). Más tarde Bertels (1970) las definió como Formación Monte León, mientras que Russo y Flores (1972), Di Paola y Marchese (1973) y Riggi (1978) las señalan como Formación Patagonia.

En la Figura 4-3 se ilustran las propuestas estratigráficas de los referidos autores para el terciario marino de la zona este de Santa Cruz. Recientemente Cuitiño y Scasso (2010) las denominan Formación Estancia 25 de Mayo al corresponder a ésta unidad con el “Patagoniano”.

Edad Autor	d’Orbigny (1842)	Darwin (1846)	Hatcher (1903-1903)	Ameghino (1906)	Feruglio (1949-1950)	Bertels (1970)	Russo y Flores (1972)
Mioceno			Santa Cruz Beds		Entrerriense		
			Supra- Patagonian Beds		Santacruicense		
Oligoceno	Terrain Tertiaire Patagonien	Great Patagonian Tertiary Formation		Rionegrense	Superpatagoniense		
			Entrerriense	Patagoniense	Leonense Juliense	Fm. Monte León Fm. San Julián	Formación Patagonia
Eoceno			Patagonian Beds	Formación Santacruceña	Superpatagoniense		
				Formación Patagónica	Leonense Juliense		

Edad Autor	Di Paola y Marchese (1973)	Riggi (1978)	Bertels (1977, 1980)	Legarreta y Uliana (1994)	Varios recientes (*)
Mioceno	Formación Santa Cruz			Entrerriense	
				Superpatagoniense	Fm. Monte León Fm. Chenque
Oligoceno	Fm. Patagonia	Mb. Monte Observación Mb. Monte León Mb. San Julián	Fm. Patagonia	Mb. Monte León Mb. San Julián	Fm. Monte León Mb. San Julián
			Fm. Monte León Mb. Punta Entrada	Patagoniense Leonense Juliense	
Eoceno			Fm. San Julián Mb. Gran Bajo		

Figura 4-3. Cuadro comparativo sobre las propuestas estratigráficas del terciario marino para la sección oriental de la Provincia de Santa Cruz. Fuente: Cuitiño (2011).

La información que actualmente se tiene de esta unidad para áreas aledañas a la comarca del proyecto es general. De acuerdo a la misma, el “Patagoniano” se compone en su mayor parte de arcillitas, las que se presentan en bancos de gran espesor, los que son dominantes hacia el tope de ésta unidad estratigráfica, arcilolimonitas y areniscas de grano fino a muy fino, que pasan transicionalmente de un tipo al otro. En general se presenta como bancos con baja diagénesis y mínima tenacidad, con un abundante contenido de fósiles marinos.

Hacia los niveles superiores esta formación se interestratifica con bancos de areniscas continentales de tal forma que pasa gradualmente a la Formación Santa Cruz que la sobreyace.

Los estudios más recientes sobre afloramientos cercanos al área del proyecto que tratan sobre esta unidad formacional fueron realizados por Cuitiño y Scasso (2010) y Cuitiño (2011). Estos autores estudiaron la sedimentología en detalle del "Patagoniano" y su transición a la Formación Santa Cruz en localidades situadas al oeste del valle del río Santa Cruz, específicamente sobre afloramientos situados al sur del lago Argentino donde describen 180 metros de una sucesión de areniscas fosilíferas a la que dividen en tres asociaciones de facies. Cuitiño (2011) también lo hizo en afloramientos situados en el lateral norte del valle del río Santa Cruz y en testigos de perforaciones realizadas por AyE en la sección del valle correspondiente al proyectado cierre de Néstor Kirchner.

En la descripción realizada al sur del Lago Argentino, desde la base al techo, definieron la siguiente asociación de facies.

La facies I integrada por areniscas sin estructuras sedimentarias mecánicas, muy bioturbadas y fosilíferas; la asociación de facies II dominada por ciclos granodecrecientes de areniscas con estratificación entrecruzada y facies heterolíticas, y en la parte superior de la secuencia a la asociación de facies III dominada por delgados niveles conglomerádicos intercalados en facies pelíticas pedogenizadas, ricas en fragmentos vegetales.

A la primera de ellas (facies I) la interpretan como el resultado de una transgresión marina somera que permitió el desarrollo de acumulaciones biogénicas de ostras, culminando con facies de planicie costera. La siguiente asociación de facies II la relacionan con la progradación de un sistema estuarial, mientras que la asociación de facies III la signan directamente a la Formación Santa Cruz al estar representada enteramente por depósitos fluviales.

Como resultado de esta determinación estratigráfica, Cuitiño y Scasso (2010) formalizaron la nomenclatura estratigráfica de la unidad "Patagoniano" como Formación Estancia 25 de Mayo con el fin de reemplazar la denominación Formación Centinela, nombre que Furque y Camacho (1972) habían establecido para las sedimentitas del Patagoniano aflorantes al sur del lago Argentino, el que creaba confusión debido a que ya había sido utilizado precedentemente para otra unidad en otro ambiente geológico y geográfico.

En éste trabajo, Cuitiño y Scasso (2010) subdividen a la Formación Estancia 25 de Mayo en dos miembros: uno inferior al que denominan Miembro Quien Sabe, asociado a la facies I y otro superior nominado como Miembro Banderas, asociado a la facies II.

En relación a la edad de esta unidad geológica existe una cierta dispersión ya que se considera para la misma una edad que se extiende desde el Eoceno hasta el Mioceno temprano.

Feruglio (1949) considerara una edad oligocena, Furque y Camacho (1972) le asignan a la Formación Centinela (actualmente Formación Estancia 25 de Mayo) su pertenencia temporal al Mioceno, mientras que más tarde Furque (1973) considera una edad oligocena tardía a miocena temprana. Por su parte Camacho (1998) la asigna al Eoceno.

Más recientemente, Casadío *et al.* (2000a) la asigna al Eoceno a partir de dataciones radimétricas y Casadío *et al.* (2000b), Marensi *et al.* (2003) y Guerstein *et al.* (2004) le asignan una edad Oligoceno – Mioceno a partir de la información paleontológica contenida en esta unidad y sobre la base de relaciones de isótopos de Sr.

Recientemente Barreda *et al.* (2009), a partir de información polínica, le asignan una edad miocena temprana.

Esta unidad formacional no aflora en las secciones del valle del río Santa Cruz en las cuales se localizan los cierres proyectados. En el resto del valle, hasta el presente, no se indican afloramientos muy destacables de la misma, más allá de los que se localizan en la quebrada El Mosquito (Figura 4-4). En este caso se trata de una exposición de una potencia máxima de 100 m y un desarrollo lateral de 3,5 kilómetros. El afloramiento se localiza inmediatamente al este de un extenso flujo denso que se desplazó sobre la mayor parte del lateral norte del valle del río Santa Cruz (Figura 4-5).

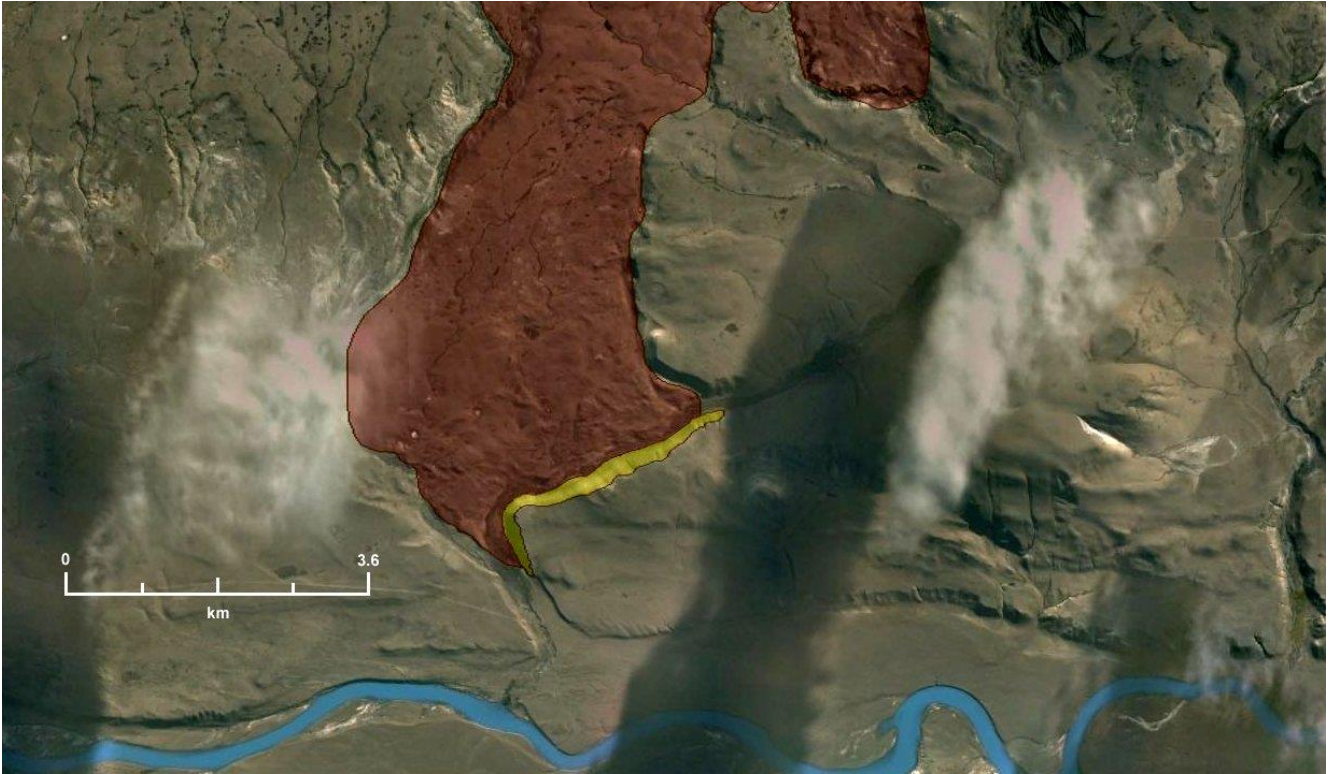


Figura 4-4. Afloramiento de la Formación Estancia 25 de Mayo en la quebrada El Mosquito (pantalla amarilla), sobre la margen norte del valle del río Santa Cruz. La pantalla bordo señala el flujo denso.



Figura 4-5. Cañadón El Mosquito. Los afloramientos de la Formación Estancia 25 de Mayo se localizan sobre la pendiente empinada situada a la derecha de la figura. Por su parte, la sección distal del flujo denso que se extiende en la margen opuesta, exhibe una superficie irregular. El arroyo está indentado en un flujo encauzado más reciente que se desplazó entre ambos laterales del cañadón.

Para el cañadón El Mosquito, Cuitiño (2011) describe un banco de ostras dominado por *Crassostrea hatcheri*, con abundantes incrustaciones de balánidos. Asimismo, indica que a continuación de unos 60-70 metros cubiertos afloran las facies típicas del Miembro Bandurrias de la Formación Estancia 25 de Mayo, con areniscas con estratificación entrecruzada, areniscas con óndulas, facies heterolíticas horizontales e inclinadas y los típicos niveles con *Crassostrea orbigny*. Además advierte la presencia esporádicamente de restos de equinodermos, gasterópodos, pectínidos y otros bivalvos. Adicionalmente reconoce estructuras tipo hueso de arenque y facies heterolíticas, muchas veces erodadas por cuerpos arenosos fosilíferos.

Sobre la base de las descripciones referidas, concluye que estas características apuntan a un ambiente marino somero a transicional con influencia de corrientes mareales, con desarrollo de formas canalizadas que presentan evidencias de migración lateral. Unos cientos de metros al norte y en un nivel topográfico por encima del paquete descrito, destaca la aparición de facies típicas de la Formación Santa Cruz.

No se han reportado otros afloramientos de la Formación Estancia 25 de Mayo en localidades situadas al oriente del cañadón El Mosquito. En cambio estas sedimentitas están presentes en el subsuelo del sitio correspondiente al cierre Néstor Kirchner. Al respecto Cuitiño (2011), sobre la base del estudio de testigos de perforación obtenidos en esa localidad, considera que las areniscas analizadas corresponderían a la asociación de facies descritas para el cañadón El Mosquito.

Asimismo, en perforaciones realizadas en el cierre Cepernic (sondeo B3) se reportaron a 15 m de profundidad sedimentitas pertenecientes al “Patagoniano” – Formación Monte León, sobre la base de la presencia de foraminíferos (*Cyclogyra oligogira*), restos de equinodermos y glauconita.

Formación Santa Cruz

Esta unidad estratigráfica ha sido identificada por numerosos autores que han estudiado a estas sedimentitas en diversas localidades de la región Santacruzense.

Fueron Zambrano y Urien (1970) y Russo y Flores (1972) quienes definieron inicialmente como Formación Santa Cruz a las sedimentitas que Feruglio (1949, 1950) llama Santacruzense, las que previamente habían sido definidas como *Piso Santacruceño* por Ameghino (1906).

Posteriormente Furque y Camacho (1972) y Furque (1973), en localidades situadas en el lago Argentino, dividieron a esta unidad en tres miembros denominados Miembro Los Dos Mellizos, Miembro Bon Acord y Miembro Los Huelguistas.

El Miembro Los Dos Mellizos se caracteriza por la abundancia en arcillitas, las que se interstratifican con areniscas tobáceas. El contenido de fósiles de mamíferos indican pertenece a la sección inferior del Santacruzense según Feruglio (1949). El Miembro Bon Acord se integra de tobas interstratificadas con areniscas medianas a algo conglomerádicas. Por su parte el Miembro Los Huelguistas se identifica por presentar areniscas y conglomerados, además contar con una escasa participación de tobas.

Sus espesores son variables, los mayores se localizan en la región andina donde alcanzan los 1500 m (Ramos 1989) hasta 225 m en el margen litoral de la costa de Río Gallegos (Tauber, 1997b).

Si bien esta unidad formacional aflora ampliamente en el valle del río Santa Cruz, sus exposiciones están limitadas en varias secciones debido a que están cubiertas por acumulaciones glaciogénica (morénicas y glacioluviales), carpetas de detritos y abanicos aluviales, coladas basálticas o porque su integridad inicial ha sido severamente perturbada por movimientos de remoción en masa de diversa tipología, especialmente los relacionados con deslizamientos rotacionales, avalancha de rocas y flujos de gran escala de variada densidad, como ocurre en forma generalizada en la margen izquierda de éste curso fluvial y parcialmente sobre su margen derecha.

En el valle del río Santa Cruz litológicamente se distingue por conformar secuencias de arcillitas, areniscas de grano fino a mediano, tobas y tufitas con color blanquecino, amarillento y pardo claro.

La mayor exposición y continuidad lateral de esta unidad estratigráfica se observa sobre el lateral sur del valle. A lo largo del mismo se puede reconocer un espesor muy regular que varía entre 280 y 300 m de potencia total, situación que contrasta con las exposiciones localizadas sobre el lateral Norte, donde los afloramientos son discontinuos. En la Figura 4-6 se pueden reconocer las características que presenta esta formación en sus niveles basales, en afloramientos situados en la margen sur del valle y cercanos al cauce del río Santa Cruz. El sitio está localizado en las coordenadas de los 50° 15' 57.75" S – 71° 03' 14.47" O y en él afloran bancos de arcillitas poco cementadas, areniscas muy finas algo más tenaces de color pardo claro y bancos delgados de tobas.



Figura 4-6. Afloramientos de la sección inferior de la Formación Santa Cruz integrados de arcillitas y areniscas muy finas.

Por otra parte, la Figura 4-7 ejemplifica las características generales que tiene esta unidad formacional en su sección intermedia, en afloramientos situados en las coordenadas de los 50° 16' 44.33" S – 70° 18' 30.63" O.



Figura 4-7. Afloramientos de la sección intermedia de la Formación Santa Cruz.

En esta localidad se exponen desde la base del perfil hasta el tope del mismo, un espesor total de 100 m. constituidos de una alternancia de areniscas finas y muy finas de color gris claro, arcillitas y tobas de colores blanco, blanquecino y amarillento claro.

Los bancos de areniscas se caracterizan por tener estratificación entrecruzada, una mayor tenacidad relativa y presentar concreciones esféricas (Figura 4-8).



Figura 4-8. Areniscas con estratificación entrecruzada situadas en la sección intermedia de los afloramientos de la Formación Santa Cruz.

Asimismo, en el área de los estudios de detalle las exposiciones de la Formación Santa Cruz no son muy importantes ya que están mayormente cubiertas por acumulaciones glaciogénica y derivadas de movimientos de remoción en masa, como ocurre en el proyectado cierre de Néstor Kirchner, o están cubiertas de acumulaciones glaci-fluviales y depósitos de pedimento, como se observa en el sector del proyectado cierre Jorge Cepernic.

De todas formas, en áreas adyacentes a las referidas localidades se pueden observar saltuarios afloramientos de ésta unidad formacional.

Sobre la base del contenido fósil que ésta formación presenta, Furque y Camacho, (1972) consideran una edad miocena. Por su parte Flynn y Swisher (1995) y Taubert (1997) ha establecido para ella una “Edad Mamífero” denominada Santacruzense. Asimismo, sobre la base de edades radiométricas, Fleagle et al. (1995) indica para esta formación una edad correspondiente al Mioceno temprano (17 a 16 Ma) para las secciones que afloran en la costa atlántica.

Respecto de sus relaciones estratigráficas, Marensi *et al.* (2003), Casadío *et al.* (2000a) y Guerstein *et al.* (2004) establecen un contacto con las subyacentes sedimentitas marinas mediante una discordancia erosiva, mientras que Cuitiño (2011), sobre la base del estudio de testigos de perforaciones realizadas en el ámbito del área del proyectado cierre Néstor Kirchner, considera un pasaje transicional entre la base de la Formación Santa Cruz y el techo de la Formación Estancia 25 de Mayo.

Sobre ella, en la zona del proyecto se disponen también en discordancia los Basaltos de Cóndor Cliff y las acumulaciones morénicas, glaci-fluviales y fluviales de edades que van desde el Mioceno superior – Plioceno hasta la actualidad.

La sedimentación de la Formación Santa Cruz se produjo como respuesta a la regresión del mar patagoniano debido a los efectos tectónicos de la orogenia Andina, la que dio lugar a un ingreso de volúmenes clásticos superlativos que se tradujo en una secuencia continental progradante hacia el este. Bellosi (1995, 1999) demuestra que la paleofauna contenida en las secciones inferiores de ésta unidad es indicadora de condiciones húmedas, las que hacia los términos superiores gradaron a más secas, adjudicando éste deterioro al levantamiento de la cordillera Andina Patagónica que dio lugar a la formación de una sombra orográfica para la Patagonia extrandina, la que favoreció una condición árida. Esta particularidad climática explica la ausencia de niveles fosilíferos en los términos superiores de la Formación Santa Cruz

4.3.1.2 Estratigrafía Glacigénica y Volcánica

4.3.1.2.1 Reseña Del Conocimiento Glaciaro en la Región

A partir de la culminación de la depositación de la Formación Santa Cruz, tuvieron lugar a lo largo de la cordillera Andina Patagónica y Patagonia extrandina una serie de eventos tectónicos y glaciaciones regionales que posibilitaron la erosión de las formaciones marinas y continentales preexistentes, generándose progresivamente los lineamientos del valle del río Santa Cruz. Paralelamente, el referido proceso geomórfico dejó una serie de acumulaciones glacigénica (morénicas y glacifluviales) que actualmente cubren una gran parte del valle. Durante el desarrollo de los referidos acontecimientos, tuvieron lugar además una serie de eventos eruptivos que generaron flujo de lavas basálticas que en parte cubrieron y/o se interestratificaron con los productos derivados de las glaciaciones.

Las primeras investigaciones relacionadas con las glaciaciones patagónicas fueron realizadas por Caldenius (1932) y Feruglio (1949), quienes definieron los iniciales lineamientos de los avances glaciares para esta región.

El primero de ellos (Caldenius, 1932) realizó un estudio detallado de estas acumulaciones que es considerado pionero. En él los depósitos glaciares presentes en la cuenca del lago Argentino fueron ordenados en 4 sistemas morénicos y sus glacifluviales asociados. Sin embargo este autor estableció una errónea telecorrelación entre los 3 sistemas internos con las sub-épocas según las cuales De Geer (en Caldenius 1932) dividió la época del retroceso del hielo escandinavo. De esta forma relacionó a estos 3 sistemas morénicos con las eras que denominó Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial respectivamente. Al sistema de morenas más externo, analogía con el término Finiglacial, Caldenius (1932) lo denominó Inicialglacial (Figura 4-9).

De acuerdo a este esquema, los tres primeros sistemas indicados se sincronizan con avances (estadios o etapas) que tuvieron lugar durante el retroceso de la última glaciación en la península escandinava. Esta situación implicaría para los tres estadios indicados edades que van de los 20.000 A.P. a los 10.000 A.P. Por su parte, el cuarto estadio correspondería a una glaciación anterior a la última. La presencia de estas 2 glaciaciones en la región fue puesta en duda por Feruglio (1949) quién solo reconoció claramente a una.

Estudios más recientes permiten definir que las glaciaciones que ocurrieron en Patagonia fueron como mínimo seis (Malagnino, 1995) y tuvieron su inicio a partir del Mioceno medio a Mioceno tardío (Mercer *et al*, 1975; Mercer y Sutter, 1982; Malagnino, 1995).

El primer evento de este tipo que elevó a seis el número de glaciaciones reconocidas en esta región y que se desplazó más allá de la zona andina extendiéndose sobre el ambiente pedemontano de la Patagonia, fue identificado en el Lago Buenos Aires por Malagnino (1995). Se trató de un avance glaciario (Glaciación Chipanque) poco encauzado que se desplazó al este del límite andino desarrollando un frente suavemente lobulado, que si bien trasgredió el área montañosa, no llegó a extenderse hacia al oriente en la magnitud que lo hicieron las siguientes glaciaciones.

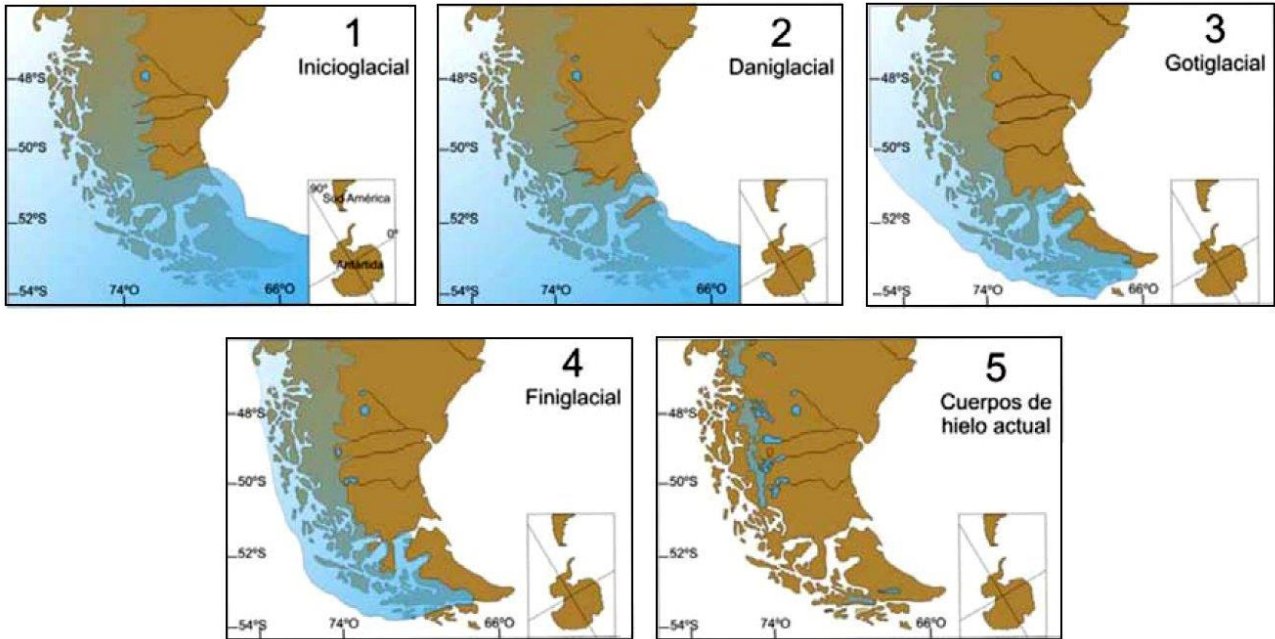


Figura 4-9. Esquema de los cuatro avances máximos de los glaciares en Patagonia según Caldenius (1932), donde considera la existencia de solamente dos glaciaciones. Fuente: Extraído de Malagnino (2008).

En la cuenca del lago Argentino esta glaciación también ha sido reconocida (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino 1996) y definida como Glaciación Pampa Alta, asociada a un lóbulo glaciario suavemente ondulado y solo parcialmente encauzado que se proyectó desde los Andes Patagónicos hacia el este sobre un paisaje pedemontano regular en el cual todavía no había sido excavada la que más tarde sería la cuenca del lago Argentino como tampoco el valle actual del río Santa Cruz (Figura 4-10).

Si bien los depósitos relacionados con esta primera glaciación pedemontana en el lago Argentino habían sido delineados por Caldenius (1932), Feruglio (1949) y Mercer (1975), tales interpretaciones resultaron erróneas, tal como se puede apreciar en la Figura 4-10.

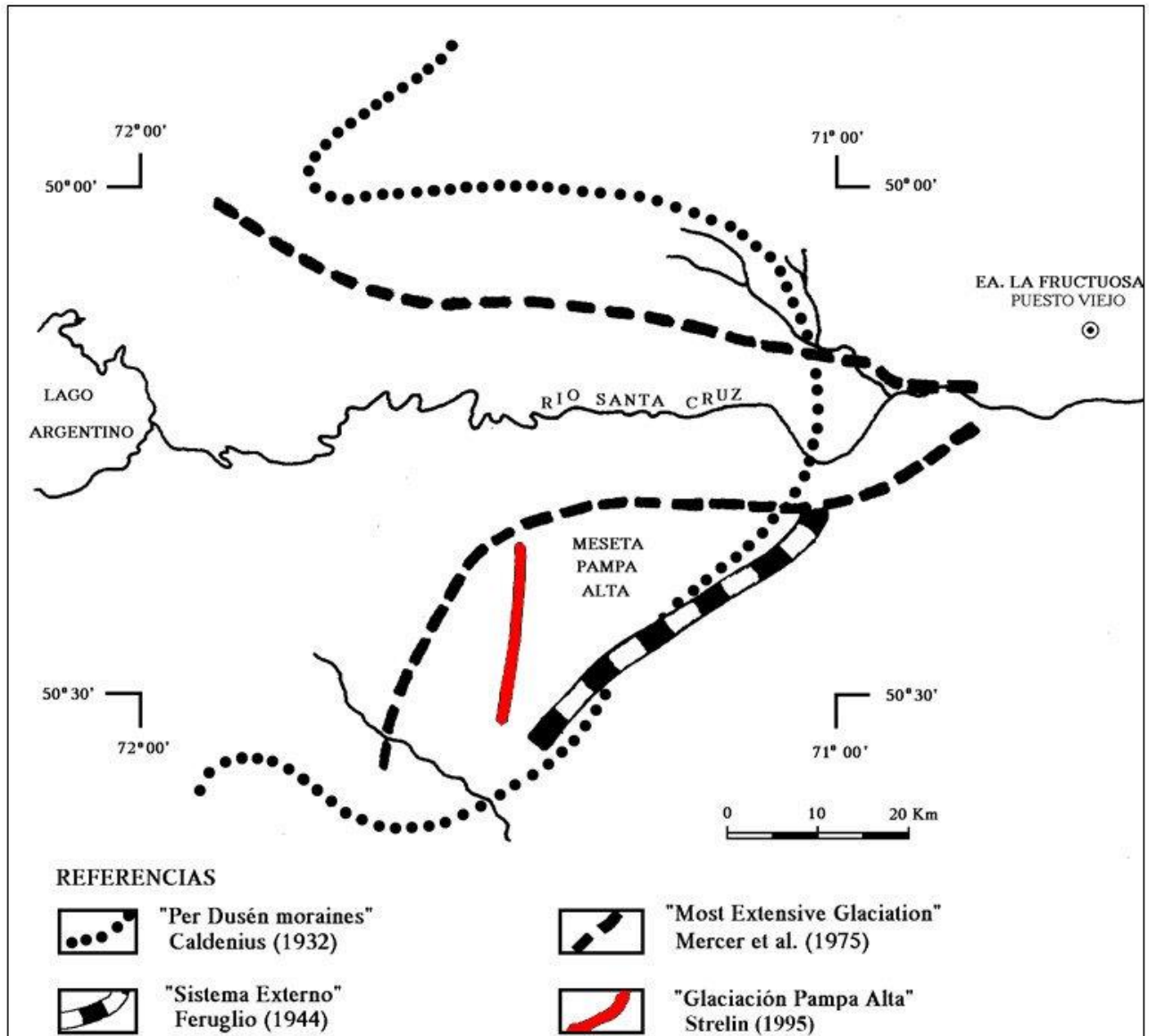


Figura 4-10. Interpretación de la Primera Glaciación pedemontana en la región del lago Argentino según distintos autores.

Con posterioridad a esta glaciación tuvieron lugar otras cinco glaciaciones, las que mencionadas desde la más antigua a la última son: La Fructuosa, Chuñi Aike, Cerro Fortaleza, Arroyo Verde y El Tranquilo (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996).

A continuación se realiza una descripción de las unidades glaciogénica y volcánicas que se establecieron en el valle del río Santa Cruz a partir de la culminación de la formación homónima ya que las mismas serán alcanzadas en diferente magnitud por los lagos artificiales y por los cierres relacionados con los emprendimientos hidroeléctricos proyectados.

4.3.1.2.2 Unidades relevadas en el valle del río Santa Cruz

Terraza Cerro Cuadrado (TCC) y sus gravas y arenas glacioluviales

Sobre ambas márgenes del Alto Valle del río Santa Cruz, cubriendo las mesetas Pampa Alta y La Meseta (Figura 4-11), se reconocen evidencias del que probablemente sea el más antiguo de los niveles con gravas y arenas depositadas sobre las formaciones del terciario continental.

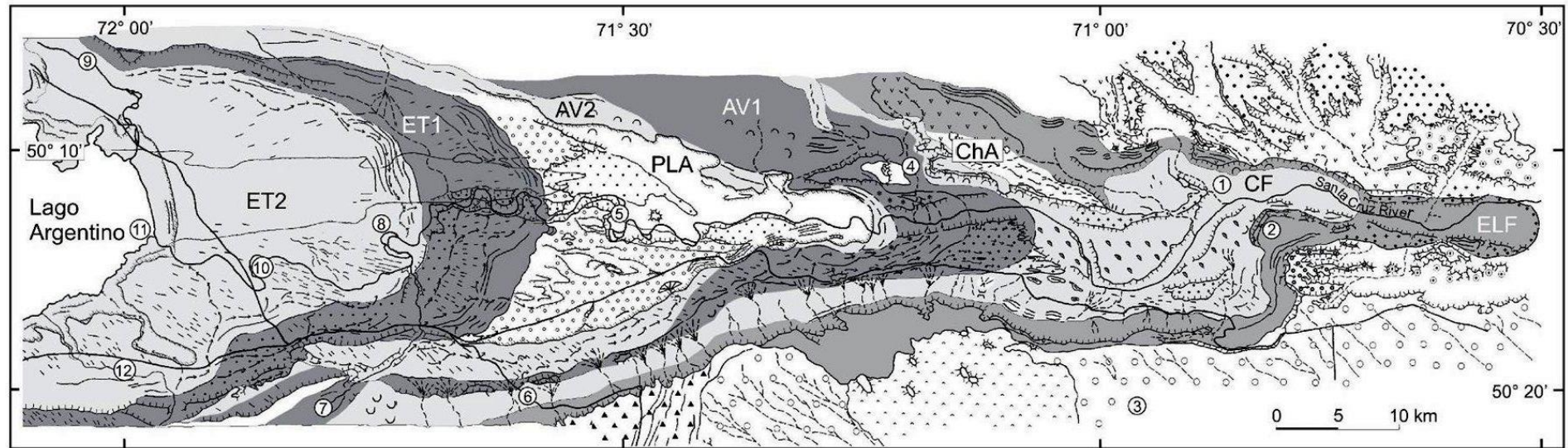
Estos relictos están morfológicamente representados por los cerros Cuadrado y La Criolla, e incluso, posiblemente, por la meseta de la Nortera. Los mismos se articulan hacia el norte con la meseta La Siberia, situada al este del lago San Martín, mientras que hacia el sur se continúan con la meseta Latorre, ubicada al este del seno Última Esperanza.

Genéticamente, ésta anteriormente extensa planicie, podría estar vinculada con una antigua superficie de transporte glacifluvial alimentada por el agua de ablación de una extensa glaciación que se extendía al oeste, sobre el ámbito de la cordillera Andina Patagónica, aunque hasta la actualidad no ha sido posible reconocer las acumulaciones morénicas de la misma.

Esta ausencia de un registro glaciario claro podrían deberse a que las acumulaciones morénicas referidas pudieron haber sido erosionadas por las sucesivas glaciaciones que ocurrieron a lo largo de un extenso lapso que se extendió desde el Mio-plioceno hasta el Pleistoceno tardío. Al respecto se señala que es altamente probable que las glaciaciones en la faja andina hayan comenzado en el Mioceno temprano pero la magnitud que tuvieron en esta etapa inicial no haya sido lo suficientemente importante como para proyectarse fuera del ámbito cordillerano. Al tratarse de glaciaciones de valle, los eventos glaciarios posteriores debieron eliminar sus registros estratigráficos.

Como génesis alternativa, la terraza Cerro Cuadrado podría responder a la culminación de un ciclo agradacional del sector extraandino asociado a un lento y progresivo levantamiento cordillerano que habría culminado hacia el Mioceno temprano (Fase Magmática Pehuénchica). Cabe recordar que al norte de la presente región los rodados patagónicos más antiguos son cubiertos por los Basaltos Strobel que tienen edades de 9 a 6 Ma (Ramos y Kay, 1992).

La terraza Cerro Cuadrado es equivalente al Nivel I (Nivel de La Meseta - Meseta de las Vizcachas) de terrazas continentales identificada por Feruglio (1949), y muy probablemente coincida con los niveles de rodados descritos por Mercer et al (1975) en el cerro La Criolla.



REFERENCIAS

Terraza El Tránsito 2	Terraza Arroyo Verde 2	Morenas Cerro Fortaleza	Basaltos Pliocenos	río	cresta morénica	remoción en masa	cono volcánico
Morenas El Tránsito 2	Morenas Arroyo Verde 2	Morenas Chuñi Aike	Terraza San Fernando	río temporario	bloques erráticos	terraza lacustre	médano parabólico
Terraza El Tránsito 1	Terraza Arroyo Verde 1	Terraza Ea. La Adela	Terraza La Australasia	abanico aluvial	formas drumlinoides	paleo-línea costera	contacto definido
Morenas El Tránsito 1	Morenas Arroyo Verde 1	Morenas Ea. La Frutuosa	Terraza Pampa Alta	paleocanal	lomadas de gravas	paleo-delta	contacto indefinido
Paleolago Argentino	Terraza Cerro Fortaleza	Basaltos Pleistocenos	Morenas Pampa Alta	lomada morénica	laterales de valles y terrazas	paleo-espiga	ruta

REFERENCIAS DE LOCALIDADES

① Condor Cliff	④ Arroyo Verde	⑦ Río Bote	⑩ Punta Feilberg
② Cerro Fortaleza	⑤ Primer Laberinto (Río Santa Cruz)	⑧ Segundo Laberinto (Río Santa Cruz)	⑪ La Botija (Santa Cruz River)
③ Pampa Alta	⑥ Cuesta La Escarchada (Ruta 40)	⑨ Río La Leona	⑫ Arroyo de los Perros

Figura 4-11. Unidades morfo estratigráficas en el valle del río Santa Cruz según Strelin y Malagnino (1996).

Strelin (1995), Strelin y Malagnino (1996) y Strelin et al (1999) la individualizan claramente en el cuerpo del referido cerro Cuadrado, que se define como un monte testigo de cima plana ubicado al Sur del Alto Valle del Río Santa Cruz (AVRSC). El mismo alcanza en su tope la cota de 500 m. configurando un solo sector relíctico relativamente alejado de la cordillera, aunque se presume su continuidad por debajo de los extensos mantos basálticos que se extienden en estas localidades y en parte subyaciendo los depósitos glaciarios de edad pliocena que se sitúan en las cercanías del área andina.

El cerro Cuadrado es de planta semicircular, con 3 km de diámetro y se eleva 60 m por sobre la superficie de la Pampa Alta que lo rodea. Tiene una cubierta discontinua de rodados de hasta 0,20 m de diámetro, redondeados, tenaces y polimícticos que indican claramente que su área de procedencia se localiza al oeste en el ámbito de la región andina.

Esta acumulación configura cordones aplanados y elongados separados por depresiones pandas en las cuales las gravas son menos abundantes, de tal forma que entre el tope del cordón y el piso de la depresión el resalto es inferior a 1 metro. Asimismo, se destaca que el ancho de cada estructura cordoniforme puede ser superior a los 100 metros. En su conjunto constituyen un antiguo sistema de transporte glacifluvial, actualmente inactivo y relíctico, de paleo habito megaentrelazado.

Una calicata realizada en uno de estos sectores más deprimidos reveló 35 cm de suelo arcilloso con guijarros flotantes aislados de hasta 3 cm de diámetro cubriendo una grava parcialmente cementada por carbonatos y compuesta por rodados de hasta 7 cm de diámetro. Este nivel gravoso supera el metro de espesor, no habiéndose observado la base del paquete.

Debido a la exposición que ésta superficie tuvo a la acción de la deflación a partir del tiempo que dejó de ser una superficie de transporte glacifluvial, es común que en estas secciones de paleocauces se localicen cuencas de deflación, las que suelen aparecer alineadas debido al control morfológico presente.

Sobre el borde elevado de la Pampa Alta, en la vertiente Sur del AVRSC y a la altura de la Estancia El Refugio, se levantó un perfil geológico en el que se registran niveles sedimentarios asignables a ambientes limnoglaciares y a los primeros arribos de sedimentos pedemontanos desde el sector cordillerano (Strelin et al 1999).

Estas acumulaciones apoyan sobre una secuencia epi-piroclástica de la Formación Santa Cruz, los que desaparecen bajo una cubierta de detritos y suelo incipiente a cota 480 metros.

A la cota de 515 m comienza a aflorar en forma intermitentemente una secuencia de limos sueltos de color amarillo grisáceo intercalados con lentes y bancos de arcillas de igual color. El afloramiento de esta secuencia particular tiene un espesor vertical de aproximadamente 40 metros.

Hacia el nivel superior del perfil, a la cota de los 555 m. afloran areniscas guijarrosas con rodados de diámetro medio de 5 cm y menor, inmersos en una matriz arenosa de color gris amarillento que en el nivel correspondiente a la cota 575 m da paso a una cubierta de grava gruesa de 10 m de espesor. Estos componentes clásticos son esencialmente rodados con alto contenido silicio, aunque también están presentes algunos ejemplares de composición basáltica.

Por último, en el tope del perfil y a los 25 a 15 metros finales, se extiende una acumulación de till correspondiente a un cordón lateral de las morenas La Fructuosa (Strelin, 1995, Strelin y Malagnino 1996).

Morenas Pampa Alta (PA) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales

Con posterioridad a la estructuración de la planicie precedentemente descripta sobrevino un extensivo período de erosión fluvial. El mismo habría estado asociado a levantamientos tectónicos de todo el área continental (Fase Quéchuica) y a una extensiva erosión fluvial únicamente interrumpida por acumulaciones glaciarias y glacifluviales pedemontanas proximales (morenas y glacifluviales de la Glaciación Pampa Alta), sucesos que dieron lugar a la remoción parcial del antiguo nivel del Cerro Cuadrado.

A continuación, durante el progreso de una potente glaciación, desde la región andina se expandieron los glaciares hasta desplazar sus frentes más allá del ambiente montañoso, ingresando al área pedemontana proximal de Patagonia extrandina y configurando de ésta forma la primera glaciación pedemontana reconocida a escala regional en varias localidades de Patagonia, como por ejemplo en Lago Buenos Aires, Meseta del Lago Buenos Aires (Malagnino 1995), Lago San Martín (Malagnino, 1991) y Lago Argentino (Strelin 1995; Strelin y Malagnino, 1996).

Teniendo en cuenta que las características del paisaje eran muy diferentes a las actuales ya que no existían valles profundizados, la línea de hielo en avance solo se encauzó parcialmente de tal forma que mostró un frente lobulado, con una mayor prolongación en coincidencia con el temprano valle del ancestral río Santa Cruz.

Las acumulaciones relacionadas con esta glaciación han sido reconocidas con el nombre de Morenas Pampa Alta (Strelin 1995; Strelin y Malagnino 1996) y se disponen sobre la parte más elevada de la meseta homónima. El agua de ablación de esta glaciación se extendió marginalmente hacia el sureste y este dando lugar a una extensa planicie glacifluvial que alcanzó la actual costa atlántica, e incluso más allá de este límite costero si se tiene en cuenta que durante ese tiempo el nivel del mar se encontraba a una cota mucho más inferior que la actual (Figura 4-12).

Esta acumulación glacifluvial configura regionalmente una dilatada planicie de suave inclinación al oriente con un gradiente proximal de 1,5%, que representa la superficie de transporte glacifluvial de ésta primera glaciación pedemontana denominada Pampa Alta. Debido a su antigüedad presenta sobre ella una serie de cauces más modernos y cuencas de deflación de diversa escala que han interrumpido su original continuidad.

Internamente se compone de un depósito de gravas y arenas de varios metros de espesor. La superficie de transporte sobre la cual se acumularon estos componentes clásticos glacifluviales de la Glaciación Pampa Alta, fue labrada sobre los términos superiores de la Formación Santa Cruz, a la que sobreyacen mediando entre ambas unidades una discordancia erosiva.

Una observación aérea de esta planicie glacifluvial permite reconocer en ella un patrón de cauces relictico que corresponde al de un mega hábito compuesto de paleo multicanales entrelazados, los que están relacionados con los cauces y barras que formaban su superficie de transporte cuando era un sistema activo.

La mayor parte de este paleo registro fluvial es vestigial debido a que está actualmente modificado por líneas de drenaje más modernas como por ejemplo es el caso de los amplios cañadones Deus y Camusu Aike, e innumerables cuencas cerradas. Estas últimas dieron lugar a la formación de sistemas fluviales periféricos a ellas y de diseño centrípeto, que alcanzan profundizaciones notables. Algunos de estos sistemas fluviales están fuertemente indentados en las gravas e incluso en el techo de la Formación Santa Cruz.



Figura 4-12. Escena satelital regional en la cual se pueden visualizar con pantalla de color pardo las morenas frontales de la Primera Glaciación Patagónica pedemontana (Morenas de la Glaciación Pampa Alta - MGPA), en pantalla color verde sus acumulaciones glacifluviales proglaciarias (Gravas y Arenas Glacifluviales de la Glaciación Pampa Alta) que aparecen intensamente afectadas por cuencas cerradas (manchas claras) y en violeta las coladas basálticas que las cubrieron parcialmente (CB).

En canteras de extracción de áridos situadas en su cuerpo, se pueden observar cortes artificiales que exponen espesores del orden de los 8 m de potencia visible, en los cuales alternan bancos de conglomerados que se interestratifican con otros compuestos de arenas gruesas, arenas conglomerádicas con estratificación entrecruzada y niveles limosos subordinados con estratificación laminar.

En estas exposiciones también pueden observarse cuñas de arena (Figura 4-13) atravesando el depósito de las gravas, indicadoras de la existencia de anteriores suelos estructurales cuando esta región estaba sometida a condiciones de permafrost (Malagnino, 2015).

A partir de las exposiciones que se observan en los cañadones más profundos, se estima que a unos 8 km al Este del cierre morénico las gravas glacifluviales podrían alcanzar hasta 30 m de espesor. Sin embargo esta magnitud podría ser menor ya que no se ha podido precisar si los rodados más profundos corresponden a las gravas y arenas de la Glaciación Pampa Alta o a los exponentes basales de una glaciación anterior y vinculados con las gravas del Cerro Cuadrado.



Figura 4-13. Cuña de arena atravesando las Gravas y Arenas Glacifluviales de la Glaciación Pampa Alta.

La espesa capa de gravas y arenas presenta bancos de conglomerados tenaces en el nivel superior ya que tienen una cementación secundaria carbonatica. Hacia los niveles inferiores pierden esta característica y tienen baja tenacidad. En los perfiles relevados se observa una alternancia de bancos masivos de conglomerados clasto sostén que alternan con otros bancos de menor espesor en los cuales están presentes arenas con estratificación entrecruzada indicadoras de condiciones de flujo menguante en las corrientes tractivas que dieron lugar a estos depósitos e incluso niveles limo arcillosos con estratificación planar, indicadores de facies de canal abandonado.

Malagnino (2009, 2015) establece un modelo de sedimentación donde considera que el ambiente de depositación de estas acumulaciones fue el de un sistema fluvial de hábito megatrenzado de baja sinuosidad, en general inferior a los 30°, relacionado con ríos de régimen permanente, caudales de base elevados, con descarga estacional extraordinaria y en los cuales existieron aportes muy elevados de sedimentos que fueron proporcionados por un extenso lóbulo de hielo.

Estas condiciones en las cuales los ríos están sobrecargados de sedimentos, da lugar a la progresiva colmatación de la planicie de transporte. Por lo tanto está severamente limitada en éste sistema la capacidad de erosión vertical permanente de tal forma que la tendencia general es la aluviación (sedimentación) vertical. Bajo estas condiciones, la erosión fluvial solamente se puede manifestar en algunos canales y, mayoritariamente, en los márgenes de la planicie glacifluvial a partir del proceso de planación lateral, el que permite ampliar el ancho de esta superficie de transporte e inundación (Malagnino, 2009).

En un ambiente de sedimentación de este tipo la secuencia sedimentaria se caracteriza por presentar acumulaciones de barras intercanal, de relleno de canal e incluso, de canal abandonado. Las facies de barras intercanal que se observan en los cortes relevados (gravas muy gruesas clasto sostén con clastos prolados y obladados imbricados en contacto basal erosivo) fueron depositadas durante los episodios de incremento de caudales y máxima energía del sistema. Por su parte, la presencia en ellas de bancos individuales con variación vertical en el tamaño granulométrico son indicadores de transiciones recurrentes en la intensidad de las corrientes tractivas con facies de flujo menguante. También se presentan facies de canal erosivo y de canal abandonado, en las cuales están presentes acumulaciones lacustres limo-arcillosas.

El resultado de un ambiente deposicional relacionado con cauces de hábito megaentrelazado da lugar a que cada facie no muestre una extensión lateral importante, generándose en cambio una geometría elongada de poco espesor pero amplio desarrollo longitudinal en el caso de las facies de canal activo, y una generación de lentes alargados en el sentido de la corriente tractiva, pero de desarrollo longitudinal menor, para el caso de las facies de barras, tal como se puede observar a lo largo de las exposiciones que coinciden con el rumbo de las paleobarras superficiales. En ellas, el desarrollo lateral se ve restringido en los cortes de rumbo norte-sur debido a que las mismas son en su mayoría perpendiculares al rumbo de los sistemas fluviales que generaron estos depósitos, de tal forma que en estos casos se observan variaciones laterales pronunciadas.

El modelo de sedimentación precedentemente descrito para las gravas glacifluviales de la Glaciación Pampa Alta, puede ser aplicado para cada una de las planicies glacifluviales que se relacionan con la totalidad de los sistemas morénicos que fueron relevados en éste estudio. Las diferencias solamente se vinculan con la escala que presentan los sistemas de paleocauces y paleobarras, y por lo tanto en los desarrollos laterales y verticales del depósito, que en general se reducen para las glaciaciones más modernas ya que tuvieron magnitudes decrecientes.

La superficie de la planicie glacifluvial de Pampa Alta se halla localmente cubierta por derrames lávicos que en algunos casos se encauzan en los amplios cañadones que la cortan. Los espesos depósitos de rodados parecen cubrir parcialmente a las coladas lávicas de mayor antigüedad.

Los exponentes paisajísticos de estas unidades morfológicas también se disponen en los topes de las mesetas ubicadas al Norte del Alto Valle del Río Santa Cruz (AVRSC). En esta área las morenas Pampa Alta son equivalentes en parte a las morenas de Per Dusén de Caldenius (1932), al sistema externo de Feruglio (1949) y las "moraines of the most extensive glaciation" de Mercer et al. (1975). Sin embargo sobre la margen sur la interpretación que realizaron no es correcta (Figura 4-10)

Respecto al nivel glacifluvial (terrazza Pampa Alta o Planicie Glacifluvial de la Glaciación Pampa Alta) forma parte del Nivel II (Pampa Alta - Meseta del Monte León) de terrazas continentales de Feruglio (1950) y es equivalente al "outwash merging into Patagonian gravels" de Mercer et al. (1975).

Según Strelin (1995), Strelin y Malagnino (1996) y Strelin et al. (1999), las morenas Pampa Alta (PA) se localizan sobre el vértice occidental de la meseta homónima ubicada al Sur del AVRSC y se resuelven en un extenso campo de drumlins limitado hacia el Este por morenas frontales.

Las crestas morénicas se orientan aproximadamente norte-sur (rumbo 3° a 14°) y se halla truncada por erosión sobre el lateral norte de la meseta Pampa Alta. Las lomadas se elevan de 10 a 20 m sobre la planicie circundante y se hallan sembradas de rodados y grandes bloques erráticos que comúnmente alcanzan 1 metro de diámetro. En cortes localizados sobre el trazado de la ruta 40 se observan secciones del till constituido por bloques y bordes angulosos, en muchos casos facetados, de 0,10 a 0,20 m de diámetro inmersos en una matriz arcillosa. La naturaleza de los clastos es variada predominando los de areniscas cuarzosas, esquistos y vulcanitas ácidas. En algunos sectores el till esta edafizado según un suelo castaño decapitado de 0,30 m de espesor.

En La Meseta, sobre la margen Norte del AVRSC (Figura 11), se elevan una serie de terrazas relícticas asociados muy probablemente a la terraza Pampa Alta (Strelin 1995 y Strelin et al.1999). Las mismas alcanzan cotas comprendidas entre los 1120 y 1020 m con pendientes del 2,5 % en sentido Este-Sur-Este (rumbo 140° a 120°).

Tienen depósitos de rodados que incluyen bloques de hasta 0,40 m de diámetro, algunos de ellos facetados, con predominio de grava gruesa de entre 0,10 y 0,05 m de diámetro. Además de los característicos rodados resistentes de origen Ándico (esquistos, areniscas silicificadas, vulcanitas ácidas y algunos granitos) presentan rodados de composición basáltica. No se pudo precisar la potencia de la capa de gravas en esta localidad debido a la cubierta coluvial pero se estima que alcanzan los 10 metros.

Terraza La Australasia (TLA) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales

Según Strelin (1995), Strelin y Malagnino (1996) y Strelin et al. (1999), se compone de una serie de terrazas, de las cuales la más expandida se corresponde altitudinalmente con la terraza labrada al pie del llamado Cordón Alto (Strelin, 1995), equivalente al Nivel II Pampa Alta - Meseta del Monte León de Feruglio (1950).

En las Figura 4-10 y Figura 4-14 se destaca el último y más extenso de dicha serie de escalones, ubicados sobre la margen Norte del AVRSC que descienden desde la cota 600 m hasta la de 475 metros y que inclina claramente hacia el Sur, es decir hacia el eje del valle del río Santa Cruz. Si bien los escalones más elevados denotan ser claramente erosivos, éste último tiene una capa de rodados y bloques relativamente potente.

Existe un exponente de dicha terraza sobre la margen sur del AVRSC, en las cercanías de la Estancia La Adela. De acuerdo a Strelin y Malagnino (1996), el mismo fue cubierto posteriormente por depósitos glacifluviales mucho más jóvenes correspondientes a las Morenas La Fructuosa (Terraza glacifluvial Estancia La Adela).

Inmediatamente al Oeste del arroyo Verde, en el cerro Nunatak se registra una importante acumulación de sedimentos limnoglaciarios coronados por rodados que alcanzan una cota de 500 metros. Si bien la base del perfil no se halla expuesta, se presume que la constituyen sedimentitas del terciario que en la esta localidad alcanza cotas de 400 metros.

A cota 460 m afloran niveles areno limosos estratificados con estructuras tractivas que hacia arriba dan paso a una alternancia en estratos delgados a láminas areno - limosas y limo arcillosas.

A partir de la cota 500 m se pasa a una secuencia de arenas y gravas glacifluviales que son interrumpidos a cota 525 m por un nivel piroclástico - hidroclástico de 2,5 m de espesor. Este nivel se halla cubierto a su vez por un paquete de gravas de espesor variable, cuyo techo posee una topografía muy irregular y que es coronado a su vez por una capa de till que en algunas partes alcanza 20 m de espesor.

La cota del techo del perfil y de la parte alta del cerro Nunatak alcanzan los 555 metros. De acuerdo a Strelin et al. (1999) los depósitos glacilacustres podrían responder al endicamiento de un lago proglaciar previo o durante la actividad volcánica de edad pliocena.

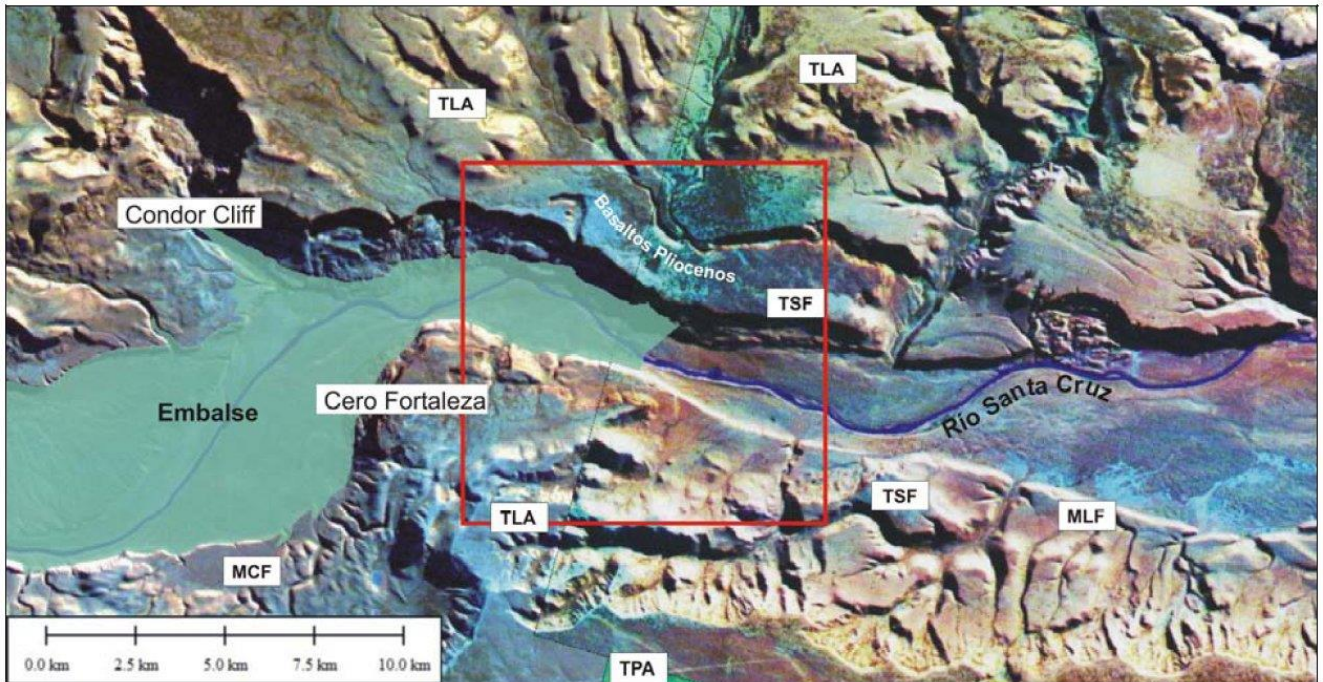


Figura 4-14. Zona del futuro cierre Néstor Kirchner (recuadro rojo) con señalización de las unidades glaciogénicas Terraza Pampa Alta (TPA), Terraza La Australasia (TLA), Terraza San Fernando (TSF), Morenas Estancia La Fructuosa (MLF) y Morenas Cerro Fortaleza (MCF)

Terraza San Fernando (TSF) y sus depósitos de gravas y arenas glacioluviales

Durante un período interglacial y/o probable fase diastrófica que siguió a la estructuración de la Terraza La Australasia (TLA), tuvo lugar la reactivación de la erosión fluvial que labró un amplio y profundo valle de recorrido similar al del actual Alto Valle del Río Santa Cruz, aunque con su piso a una cota superior a la que presenta actualmente.

La posterior estabilización del proceso de indentación dio lugar a la expansión de la planicie aluvial por procesos de planación lateral, de tal forma que fueron truncados de forma variable los márgenes de las terrazas Pampa Alta, Cordón Alto y La Australasia (Figura 4-11 y Figura 4-15). Si bien se considera que la terraza San Fernando constituyó una anterior planicie glacioluvial, no se han observado hasta el presente los sistemas morénicos relacionados con ella.

A cotas del orden de los 300 m, en conformidad altimétrica con el Cerro Fortaleza y los riscos de Las Lascas, San Fernando y La Rampa, existen terrazas glacioluviales disectadas, coronadas por una capa de hasta 20 m de espesor compuesta por rodados y bloques polimícticos, en algunos casos facetados, de hasta 0,30 m de diámetro. Dichos rodados se hallan parcialmente cubiertos por coladas basálticas de tal forma que en el techo de las gravas se observa metamorfismo térmico de contacto.

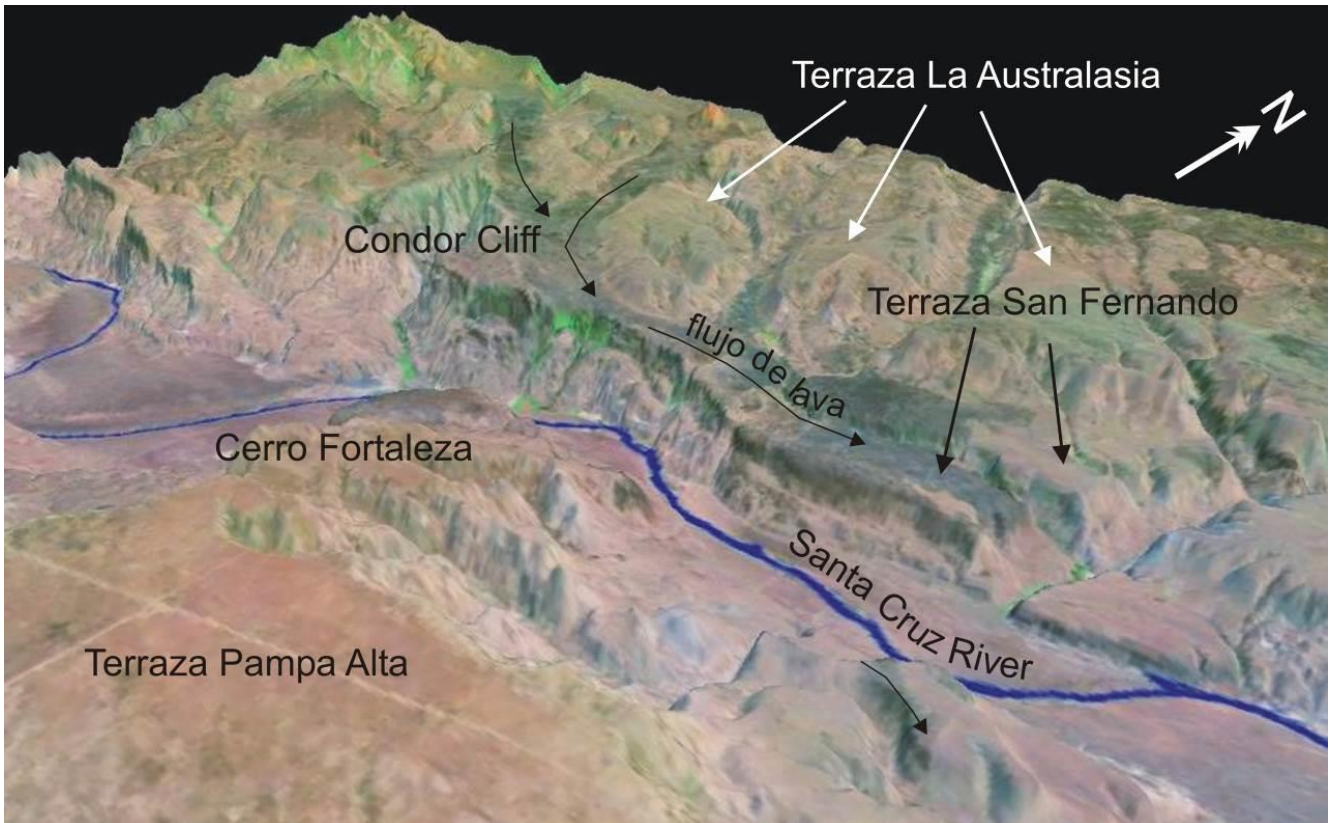


Figura 4-15. Basaltos pliocenos encauzados en los cañadones labrados en la Terraza Australasia, los que finalmente se extienden sobre la Terraza San Fernando.

Coladas de basaltos de edad pliocena y pleistocena

Durante el Plioceno tardío, tuvieron lugar una serie de erupciones efusivas de baja capacidad explosiva que dieron lugar a derrames de coladas basálticas. Los flujos lávicos emitidos por varios centros volcánicos se desplazaron desde el norte del valle del río Santa Cruz a lo largo de los cañadones preexistentes que seccionaban a las terrazas más elevadas, hasta arribar al valle del ancestral río Santa Cruz, tanto en la localidad del proyectado cierre Néstor Kirchner (Figura 4-11, Figura 4-15 y Figura 4-16) como el correspondiente a Jorge Cepernic (Figura 4-18).

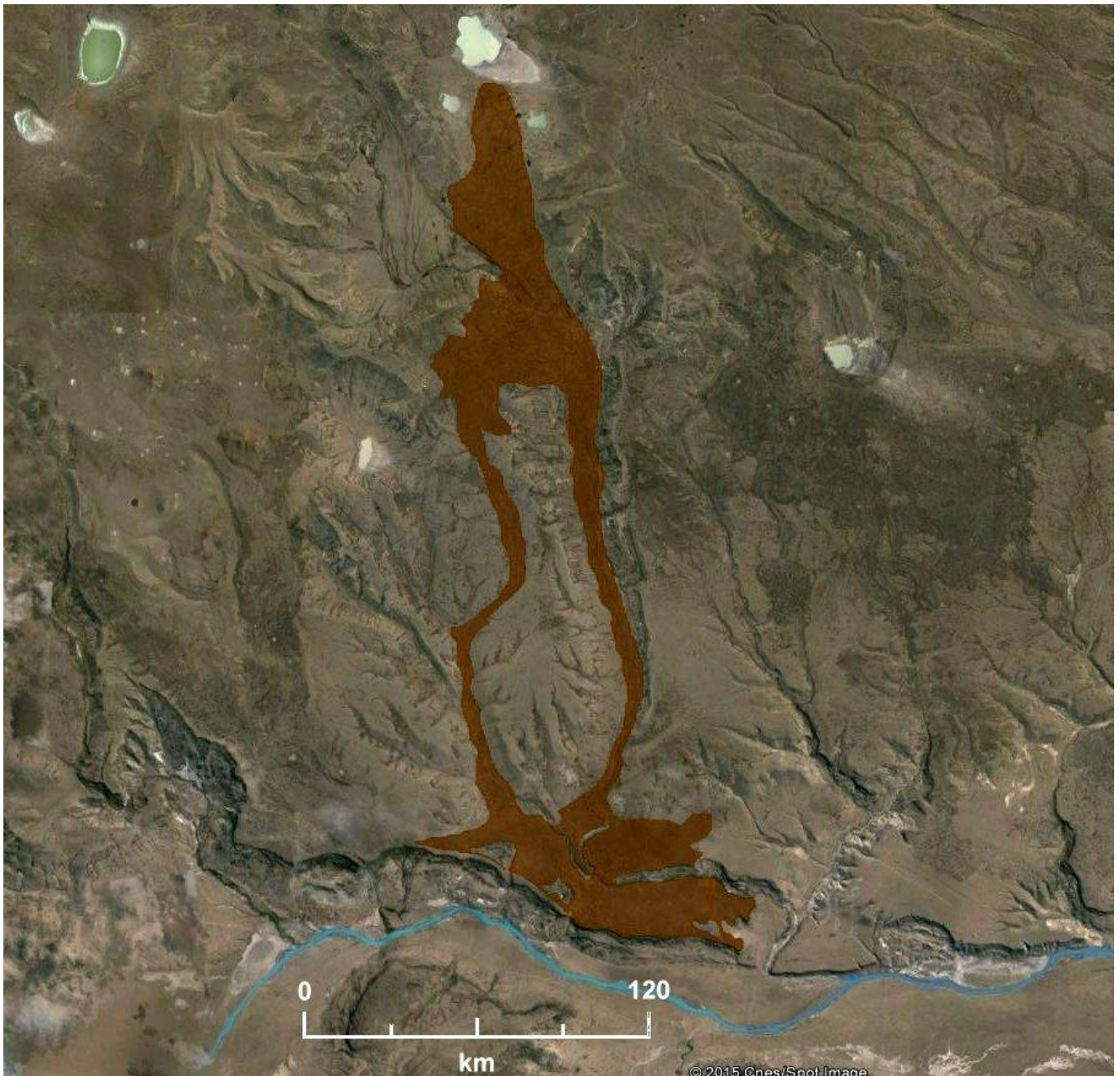


Figura 4-16. Con pantalla marrón se señalan las coladas basálticas que se extienden sobre las terrazas que marginan el lateral norte del valle del río Santa Cruz. Los aparatos volcánicos que las emitieron se localizan en el borde norte de las mismas y si bien tienen una baja manifestación morfológica, pueden reconocerse con facilidad. Desde estos centros efusivos las lavas se encauzaron en los cañones que cortan a la Terraza Australasia y terminaron cubriendo a la Terraza San Fernando, en la comarca del proyectado cierre Néstor Kirchner.

En la primera localidad (NK) las coladas lávicas, definidas como Basaltos Cóndor Cliff, se localizan sobre ambas márgenes pero en la margen norte su superficie se sitúa a una cota significativamente más elevada, con una diferencia altitudinal del orden de los 155 a 180 m., que la correspondiente a la margen derecha. Asimismo, los espesores de las coladas superpuestas alcanzan una mayor potencia en la margen derecha. Con respecto a estas singularidades se ha especulado que se trataría de dos efusiones separadas, de tal forma que para el caso de los basaltos situados en Cerro Fortaleza se estaría en presencia de un centro efusivo decapitado por la glaciación que avanzó sobre esta sección del valle luego de la erupción volcánica.

Sin embargo es probable que se trate de un mismo evento volcánico cuyas efusiones se desplazaron sobre al cauce ancestral del río Santa Cruz endicándolo parcialmente, lo que habría dado lugar a la existencia de brechas piroclásticas de matriz palagonitizada, cubiertas por 10 a 15 m de lavas almohadilladas que se sitúan en la base de una docena de coladas, presentes en Cerro Fortaleza. Asimismo, la diferencia altitudinal entre la superficie de ambas coladas podría explicarse a partir del hecho que los derrames de la margen izquierda se sitúan sobre un nivel de terraza glacifluvial mientras que los de la margen derecha lo hicieron en el que en ese tiempo fue el cauce activo del río Santa Cruz.

La observación general de estas coladas permite confirmar que provinieron de una serie de aparatos volcánicos de mínima manifestación morfológica que se localizan a aproximadamente 29 km al norte del cierre Néstor Kirchner. En esa localidad se han reconocido tres emisores, uno de los cuales alcanza un diámetro de 1.3 km y una altura de 30 m. sobre el relieve lávico circundante.

Desde esa localidad las coladas se desplazaron hacia el sur encauzadas en los cañadones que seccionan a la Terraza Australasia, hasta arribar al valle principal, donde se extendieron sobre la terraza San Fernando y, presumiblemente, sobre el cauce activo del río Santa Cruz al que endicaron, para finalmente desplazarse sobre la margen derecha del valle.

Con posterioridad a su emplazamiento fueron afectadas por una glaciación que se desplazó por el ancestral eje del valle del río Santa Cruz, denominada Glaciación La Fructuosa (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino 1996), de tal forma que fueron erosionadas severamente y su cuerpo, inicialmente continuo, seccionado y separado en dos áreas volcánicas situadas a ambos lados del río Santa Cruz. De acuerdo a las dataciones radigénicas obtenidas por Mercer et al. (1975) sobre las referidas coladas este autor les asigna edades de 2.95 +/- 0.07 Ma; 2.79 +/- 0.15 Ma; y 2.66 +/- 0.06 Ma.

Sobre la base de las observaciones de campo realizadas en la comarca de estudios de detalle, las relaciones estratigráficas sugieren que los Basaltos Cóndor Cliff podrían tener una edad inferior a la referida por Mercer et al. (1975).

Por su parte, en la zona de cierre de Jorge Cepernic los basaltos solamente están presentes en la margen izquierda. En esta localidad forman una extensa meseta volcánica que cubre una antigua planicie glacifluvial.

En éste caso los centros efusivos desde los cuales se emitieron las coladas también se sitúan al norte del futuro cierre, desde donde se desplazaron hasta el valle principal a lo largo de cañadones, pero además se observan tres emisores volcánicos más cercanos al valle (Figura 4-17).

Estas lavas integran la unidad post plateau (Haller *et al.*, 2002), caracterizadas por ser basaltos alcalinos que presentan una signatura de distribución de elementos traza incompatibles, que es propia de magmas intraplaca sin influencia de subducción.

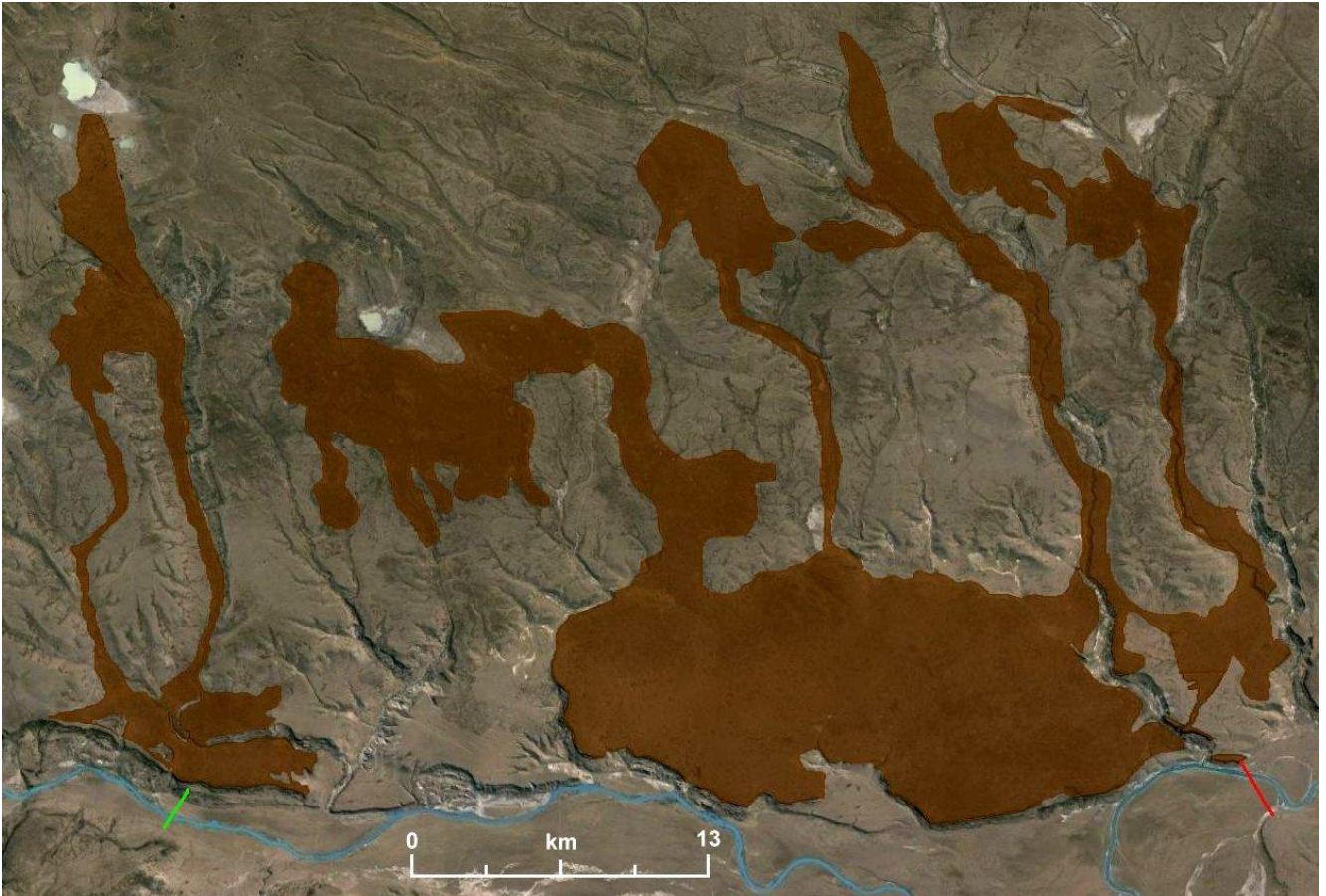


Figura 4-17. Efusiones lávicas en la región norte del valle del río Santa Cruz. La traza roja señala la localización del cierre proyectado Jorge Cepernic. Hacia la izquierda de la extensa meseta basáltica se observan las coladas situadas sobre la margen norte de la sección del valle en la cual se localizará el cierre Néstor Kirchner (traza verde).

De acuerdo a (Strelin et al. 1999), petrográficamente los basaltos correspondientes a la localidad de Cóndor Cliff pueden agruparse de acuerdo a la naturaleza de los fenocristal en olivínicos y feldespáticos. Dicho agrupamiento no se relaciona con la edad pero se mantiene uniforme para cada colada y responde a un ordenamiento espacial de las mismas. En este estudio se realizaron estudios paleomagnéticos sobre los distintos cuerpos de estas coladas que permitieron confirmar que tanto las más modernas como las más antiguas poseen indistintamente polaridades normales y reversas.

Morenas Estancia La Fructuosa (ELF) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales

Con posterioridad a estos últimos episodios volcánicos tuvo lugar un nuevo enfriamiento global que favoreció el sostenido avance de los glaciares situados en la cordillera andina. En esta oportunidad la masa de hielo continental se encauzó hacia el este en el profundizado valle del río Santa Cruz y se proyectó hacia al oriente hasta donde ninguna otra glaciación previa o posterior arribó.

En su máxima expansión llegó los 70° 27' de longitud Oeste. Cuando se retiró, dejó tras de sí los depósitos correspondientes a las morenas de la glaciación Estancia La Fructuosa y sus acumulaciones glacifluviales relacionadas (Strelin, 1995, Strelin y Malagnino 1996). Estas morenas se localizan sobre los laterales norte y sur del valle y cubren en parte las planicies que bordean el AVRSC al superar la altura de estas superficies y desplazarse sobre ellas.

Se manifiestan como una serie de lomadas y crestas morénicas dispuestas en forma aproximadamente paralela al desarrollo del valle principal (Figura 4-18 y 19).

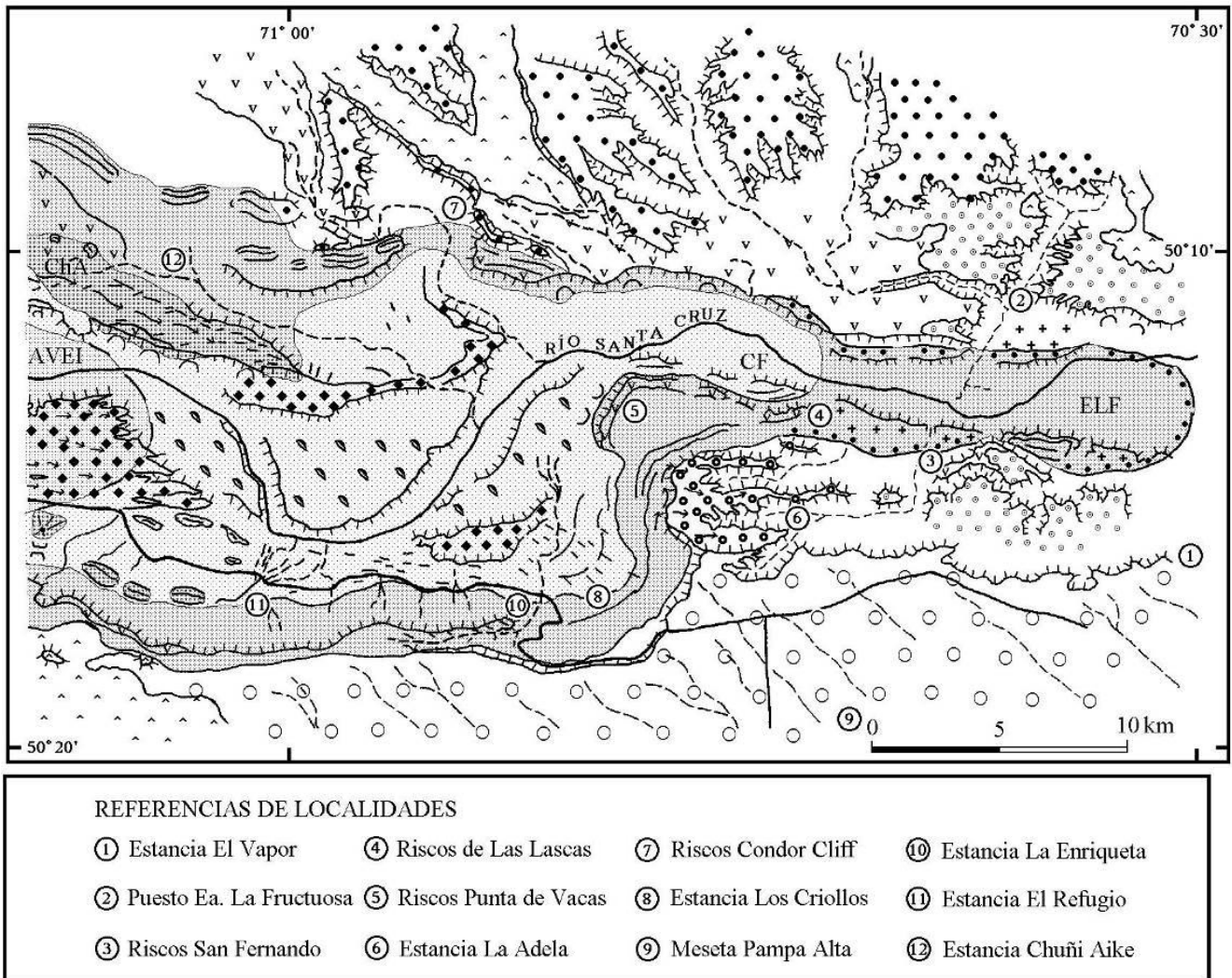


Figura 4-18. Morenas Estancia La Frutuosa (ELF). Además se pueden reconocer las correspondientes a las glaciaciones posteriores denominadas Chuñi Aike (ChA) y Cerro Fortaleza (CF). Ver las referencias en la Figura 4-11. Fuente: Adaptado de Strelin y Malagnino (1996).

Sobre la vertiente austral del valle, entre las estancias Las Torcazas y Los Criollos, los depósitos morénicos Estancia La Frutuosa alcanzan la arista superior del valle donde en su parte más elevada (cota 800 m) interceptan casi en forma normal a los depósitos más antiguos de las morenas Pampa Alta (GPA) (Strelin, 1995, Strelin y Malagnino 1996), de tal forma que en esta localidad es laborioso separarlos.

Asimismo, a la altura de la estancia El Refugio (Figura 4-18 y Figura 4-19) los depósitos morénicos ELF cubren a una serie de coladas basálticas y los faldeos de algunos conos volcánicos de presumible edad pleistocena (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996).

En ésta localidad el espesor del till es del orden de los 20 metros y se caracteriza por la presencia de erráticos y de bloques de basaltos autóctonos que superan los 2 metros de diámetro, inmersos en una matriz limosa de color grisáceo. Por otra parte, hacia el oeste de la estancia La Enriqueta los niveles de till descienden de la Pampa Alta para continuar su recorrido sobre el lateral alto del valle a una cota del orden de los 500 metros.

En la angostura del antiguo valle glaciario, al este de la estancia Los Criollos, los depósitos morénicos yacen a una cota del orden de los 490 metros. Entre las estancias El Refugio y La Enriqueta la meseta Pampa Alta se halla fuertemente disectada por un arroyo. El mismo define un interfluvio estrecho que se desprende de la meseta sin perder mucha altura. La cima de este filo, que alcanza una cota media de 550 m, se encuentra coronada por espesos depósitos morénicos asignables a un segundo pulso o estadal de ésta glaciación.

Se destaca que sobre el lateral norte del AVRSC se individualizan lomadas morénicas que permiten reconstruir al menos dos importantes pulsos o estadales glaciarios. El depósito externo alcanza, en las inmediaciones del puesto de La Nortera, una cota máxima de 800 metros, descendiendo a cota 475 metros en el tope de los riscos Cóndor Cliff. Las lomadas están cubiertas por bloques erráticos y basálticos autóctonos. Los erráticos de mayores dimensiones alcanzan los 2 m de diámetro máximo y son de naturaleza volcánica ácida (riolítica o riodacítica). Se distinguen claramente bloques pelíticos con clivaje de transposición asociables a las rocas cretácicas plegadas del sector cordillerano. Únicamente las rocas sedimentarias denotan juegos de estrías glaciarias.

Teniendo en cuenta ambos márgenes del valle, todo parecería indicar que el cierre morénico correspondiente a estos primeros dos pulsos glaciarios se localiza al oriente de la angostura cerro Fortaleza-riscos Cóndor Cliff (Figura 4-18).

Inmediatamente al sur del Cerro Fortaleza, a unos 50 m por debajo del antiguo nivel proglaciario que cubre la meseta Pampa Alta (terrazza Pampa Alta; Strelin, 1995), se desarrolla un depósito de rodados glacifluviales que enrasa con los remanentes más elevados de la morena Estancia La Frutuosa precedentemente descritos. Se trata de los niveles más elevados que alcanza la terraza Estancia La Adela (Figura 4-18).

Sobre la superficie de la terraza glacifluvial se distinguen aun claramente cauces entrelazados-subparalelo que acompañan el desarrollo del valle principal y que son claramente oblicuos al paleodrenaje detectable sobre el proglaciario que cubre la terraza Pampa Alta. Los depósitos que coronan la terraza La Adela alcanzan cotas del orden de los 480 m y se restringen a un área relativamente pequeña. No se puede correlacionar altimétricamente este nivel con las terrazas proglaciarias encauzadas valle abajo de la estancia La Adela. Esto se debe a que los depósitos glacifluviales de la terraza La Adela se asientan sobre un nivel aterrazado más antiguo. La localización anómalamente alta del proglaciario se debe a un ascenso de la superficie del hielo causada por el confinamiento del flujo del glaciar principal dentro del AVRSC.

Dos crestas morénicas, correspondientes a un tercer reavance glaciario o estadal, que se asocia provisoriamente al que depositó las morenas ELF, cubren a los basaltos del cerro Fortaleza y risco de Las Lascas a cotas que oscilan entre los 400 y los 350 metros. Los depósitos se disponen aquí al pie de la lomada morénica más antigua y en su proyección oriental rodean por el norte a la meseta cubierta por los rodados (terrazza La Adela). A la altura de los Riscos San Fernando (350 m) las acumulaciones glaciarias descienden a un nivel aterrazado que alcanza una cota de 270 metros. No existe un nivel glacifluvial claramente relacionable a este último pulso glaciario.

Siguiendo hacia el este y sobre ambos márgenes del río, existen bloques de dimensiones métricas que cubren y se hallan incorporados en el aluvio de terrazas fluviales más jóvenes. De vincularse estos depósitos a los de las morenas ELF, esta glaciación señalaría la máxima expansión hacia el este que alcanzaron los glaciares en ésta latitud (Strelin, 1995).

En conformidad altimétrica con el cerro Fortaleza y los riscos de Las Lascas y San Fernando existen terrazas aluviales disectadas, coronadas por una capa de hasta 20 m de rodados. Dichos rodados junto a las coladas basálticas que los cubren parcialmente son previos a la depositación de las morenas ELF.

En el sector de la Cuesta de La Escarchada, sobre el faldeo sur del alto valle, los depósitos de las morenas ELF alcanzan gran altura (Figura 4-19). Están muy desdibujados por el accionar de la remoción en masa (flujos densos no encauzados y asentamientos) y la erosión fluvial que los han desmantelado desde su depositación. Los rasgos morfológicos originales se hallan en muchos casos reemplazados por los de terrazuelas de asentamientos, situación que dificulta la interpretación.

Al oeste del río Bote se advierten crestas y depósitos morénicos con morfología drumlinoide, a cotas muy elevadas, del orden de los 700 m, que indicarían que durante su depositación el glaciar encauzado en el lago Argentino difluía por el valle del río Pelque. No obstante, el hielo no alcanzó a cubrir la meseta Pampa Alta, que aquí se eleva a una cota superior a los 1000 metros.

Durante la glaciación que depositó las morenas ELF, los basaltos de la meseta de las Vizcachas y sierra Baguales (1500 a 1800 m respectivamente.) se hallaban cubiertos por una calota glaciaria local de la cual irradiaban al menos tres lenguas de hielo. La más prominente esculpió un valle que supera los 25 km de largo y desciende a cotas del orden de los 700 metros en las proximidades de la estancia La Santafecina. En la periferia de los anchos cordones morénicos se destacan aún antiguas geoformas periglaciales, entre ellas listas y redes de piedras.

Morenas Chuñi Aike (ChA) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales

Con el fin de la glaciación La Fructuosa, como consecuencia de un periodo interglaciar, el valle quedó libre de hielo y en él se dieron procesos de profundización fluvial que transformaron la llanura glacifluvial previa en un nivel de terraza y erosionaron parcialmente a los depósitos morénicos frontales.

Posteriormente, ante un nuevo enfriamiento global tuvo lugar el avance de los glaciares a lo largo del valle, aunque en esta oportunidad la magnitud de la misma fue inferior a la precedente de tal forma que el frente del hielo no llegó a superar el límite anterior.

Al retirarse esta glaciación, quedaron sus registros mediante una serie de acumulaciones morénicas y sus glacifluviales asociados, las que Strelin (1995) y Strelin y Malagnino (1996) denominan morenas Chuñi Aike (Figura 4-18 y Figura 4-19).

Se considera que se trata de la glaciación menos conservada de todas las que gravitaron en el valle del río Santa Cruz. Sus depósitos se manifiestan como dos arcos discontinuos que quedaron separados por eventos erosivos posteriores, especialmente por el progreso de la siguiente glaciación Cerro Fortaleza que interceptó a sus sistemas morénicos en varias localidades y los eliminó.

Sus acumulaciones más conspicuas se localizan sobre una meseta que bordea la margen norte del AVRSC entre las Estancias El Mosquito y Chuñi Aike. Los dos arcos morénicos que la constituyen son aproximadamente paralelos entre sí y poseen una marcada tendencia a cerrar el valle principal al oeste de los Riscos Cóndor Cliff. Teniendo en cuenta esta presunción, estas acumulaciones no estarían representadas en el proyectado cierre de Néstor Kirchner.

Las morenas ChA se hallan tapizadas por erráticos y son comunes en ellas los drumlins, los que se disponen acompañando la geometría curvada de las crestas. Los depósitos alcanzan una cota máxima de 550 metros y su espesor se estima superior a los 30 metros. En algunos cortes del terreno pudo observarse parte del till basal que posee un predominio de matriz limosa compacta de color gris claro en el cual se hallan inmersos bloques de composición predominantemente basáltica, facetados y estriados, de hasta 1,5 m de diámetro.

También pueden reconocerse restos de estos depósitos morénicos sobre la margen sur del AVRSC, inmediatamente al oeste de la estancia El Refugio (Figura 4-18 y Figura 4-19). Alcanzan aquí una cota próxima a los 500 metros y se hallan sumamente desdibujados por la erosión glaciaria posterior. Aunque no se determinaron terrazas glacifluviales claramente correlacionables a este evento glaciario, se estima que el piso del valle principal se hallaba muy por encima del que alcanzó durante la glaciación posterior. Ésta condición, sumada a que la siguiente glaciación (Cerro Fortaleza) fue de mayor intensidad, explican la ausencia de acumulaciones de mayor importancia relacionadas con la glaciación Chuñi Aike.

Morenas Cerro Fortaleza (CF) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glacifluviales y glacialacustres

Luego del retiro de la glaciación Chuñi Aike sobrevino un periodo interglaciar que facilitó una importante profundización del piso de valle del río Santa Cruz. Posteriormente, ante un desmejoramiento climático global tuvo lugar un nuevo avance del frente del hielo que en ésta oportunidad emitió una lengua glaciaria que avanzó a lo largo del valle hacia el oriente hasta llegar y transponer la localidad en la cual se localiza el proyecto de presa Néstor Kirchner. El sostenido progreso que tuvo ésta glaciación, eliminó la mayor parte del registro glaciario previo correspondiente a las morenas Chuñi Aike, aunque no llegó a superar el que había tenido la glaciación Estancia La Fructuosa.

Al retirarse dejó una serie de acumulaciones que son definidas como las Morenas Cerro Fortaleza. En general se encuentran totalmente contenidas en el amplio valle del AVRSC. La referida contención constituye un argumento de peso que permite considerar que durante el interglaciar que precedió a ésta glaciación, el curso fluvial del río Santa Cruz excavó un profundo cauce.

Durante su avance la lengua de hielo de la Glaciación Cerro Fortaleza, interceptó y eliminó a los remanentes de las glaciaciones precedentes, especialmente los correspondientes a Chuñi Aike, y a las mesas basálticas alcanzando su máximo desplazamiento hacia el este a los 70° 46' de longitud Oeste.

Es muy probable que durante esta etapa el glaciar modelara localmente un perfil longitudinal de valle con forma de catenaria, el que luego de su retiro fue posteriormente ocupado por uno o varios lagos. En el sector de la angostura del cerro Fortaleza, los depósitos morénicos no alcanzan a cubrir la mesa basáltica, a diferencia de lo ocurrido durante la glaciación La Fructuosa, indicando que la lengua del glaciar principal fue desviada y encauzada al pie de los riscos (Figura 4-18).

En forma similar a lo que ocurrió durante la Glaciación La Fructuosa, el glaciar atravesó la angostura del cerro Fortaleza-riscos Cóndor Cliff, para alcanzar su máxima expansión al pie de los riscos de Las Lascas (Figura 4-18). No obstante, en la localidad del futuro cierre Néstor Kirchner, las acumulaciones morénicas de la margen norte fueron casi totalmente eliminadas a partir de movimientos de remoción en masa modernos de diversa tipología.

Al pie de los riscos Las Lascas se pueden distinguir aun claramente dos crestas morénicas subparalelas que tienden a cerrar el valle. En un corte pronunciado del terreno aflora una capa de till de 25 m de espesor que asienta sobre un nivel de rodados glacifluviales. El till se compone mayoritariamente de bloques basálticos de hasta 2 m de diámetro y exóticos, de tamaños similares, inmersos en una matriz limosa de color gris claro. A 5 m del tope del perfil se advierte la intercalación de una capa limosa gris clara de 0,5 m de espesor que contiene esporádicos guijarros y pequeños bloques de composición principalmente basáltica. Los bloques incorporados en las secciones superficiales del till presentan gruesas costras calcáreas que tapizan sus bases y en algunos casos los cementan entre sí.

Los remanentes del nivel proglaciar de ésta glaciación se extienden río abajo de los riscos de Las Lascas a cotas del orden de los 200 metros. Se trata de terrazas cubiertas con aluvio que incorporaron grandes bloques retrabajados de un till más antiguo.

En las inmediaciones de la estancia Los Criollos (Figura 4-18) se preservan al menos cinco arcos morénicos recesivos cubiertos por drumlins y enormes bloques erráticos. Estos depósitos se pueden seguir valle arriba hasta la altura de la estancia El Refugio. A esta altura del valle las barrancas del río Santa Cruz descubren los depósitos morénicos basales de los últimos pulsos de esta glaciación que descansan sobre la Formación Santa Cruz a una cota mínima de 210 metros.

Asimismo, sobre el lateral norte del AVRSC los depósitos morénicos CF se hallan muy desdibujados, no pudiéndose definir claramente ninguna cresta morénica. No obstante ello se pudo establecer que durante la glaciación que les dio lugar el glaciar principal cortó el antiguo cierre morénico Chuñi Aike continuando su flujo a un nivel mucho más bajo hasta su cierre, ubicado en los Riscos de Las Lascas.

Valle arriba, a partir de la desembocadura del arroyo Verde, aportes de glaciares tributarios que descendían de las mesetas ubicadas al norte, determinaron un rápido ascenso de la superficie de hielo de la lengua principal. A causa de ello, durante el clímax de ésta glaciación, los hielos habrían superado aquí la cota de 500 m, cubriendo parte de los depósitos morénicos de Chuñi Aike.

Como lo demuestran las formas drumlinoides ubicadas a cotas del orden de los 650 m sobre la altiplanicie del cerro La Meseta, durante esta glaciación y las precedentes, la cuenca glaciaria del Viedma se hallaba unida a la del glaciar encauzado en el lago Argentino a partir de una difluencia que provenía desde el lóbulo situado en la cuenca del lago Viedma, pero a diferencia de las glaciaciones anteriores, el glaciar ya no difluía hacia el sur por el valle del río Pelque, cuyo aporillamiento supera la cota de los 700 metros.

Complejo Limoso

Con esta denominación Strelin (1995) identifica a las acumulaciones lacustres que tuvieron lugar durante el repliegue de la glaciación Cerro Fortaleza. Durante ese lapso se registra al menos un reavance glaciario y la consecuente reactivación del ciclo limnoglaciario. Depósitos de till de flujo intercalados entre los limos lacustres indican que el cuerpo de agua estuvo en contacto directo con el frente glaciario.

El origen de estas capas limosas se relaciona con la formación de uno o varios lagos producto del endicamiento morénico previo a la depositación de las morenas Arroyo Verde.

Morenas Arroyo Verde (AV) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glaciafluviales y glacialacustres

Estas morenas se resuelven en dos estadiales separados por un interestadial muy marcado. El límite entre los dos eventos es definido por un importante retroceso glaciario y posterior reavance durante el cual el glaciar exaró una profunda cubeta que posteriormente fue ocupada por un extenso lago. Provisoriamente y hasta tanto no se logren mayores precisiones sobre el tiempo transcurrido entre los dos episodios glaciares se los describe como estadiales pertenecientes a una misma glaciación (Strelin y Malagnino 1996).

Estadial AV1

Sus exponentes morénicos se encuentran muy bien preservados sobre ambas márgenes del AVRSC (Figura 4-19 y Figura 4-20). Sobre la margen norte se localizan entre la estancia El Mosquito y el valle del arroyo Verde, mientras que sobre la margen sur los depósitos morénicos se pueden seguir en forma ininterrumpida desde la estancia Las Torcazas hasta la estancia La Rosita (Figura 4-19).

En el sector del cierre se distinguen cinco arcos morénicos prominentes. Los dos arcos externos se hallan cubiertos por depósitos glacifluviales correspondientes a pulsos recesivos posteriores del mismo estadal. Sobre el lateral sur del valle, siguiendo en el sector frontal, los depósitos morénicos alcanzan cotas que oscilan entre los 270 y 350 metros. Aquí los afloramientos de till son escasos. En un corte pronunciado de 90 m de desnivel, que afecta a la cuarta cresta morénica en las proximidades de su cierre, se detectó la superposición de al menos tres cuerpos de till separados por niveles limosos incorporados en secuencias de varves deformados de no más de 1 m de espesor.

El till es del tipo alojado y se compone predominantemente de una matriz limosa a arenosa fina de coloración gris amarillenta con guijarros dispersos y bloques erráticos facetados y estriados de hasta 1 m de diámetro. En la base del depósito se observan fragmentos de ostras terciarias. En algunas canteras abiertas por Vialidad Provincial y en labores petroleras afloran depósitos kame asociados a este estadal.

En dirección al sector del antiguo frente glaciario pero sobre la vertiente norte del valle, los arcos morénicos se adosan a los faldeos elevados del cerro Nunatak (Figura 19) alcanzando cotas del orden de los 500 metros. Se confunden aquí con los depósitos más antiguos de las morenas Chuñi-Aike y Cerro Fortaleza.

La presencia de crestas morénicas del estadal AV1 a niveles tan elevados sobre esta margen del valle se explica teniendo en cuenta el marcado aporte de hielo de los glaciares tributarios que descendían por la vertiente norte y la obstrucción parcial al flujo del hielo ejercida por el cerro Nunatak (Figura 4-19). Una serie de arcos morénicos se escalonan en torno a dicho cerro permitiendo reconstruir las diferentes etapas del retroceso glaciario. Sobre este lateral del valle se distinguen además los cierres morénicos abandonados por los glaciares tributarios una vez desconectados de la difluencia del glaciar principal.

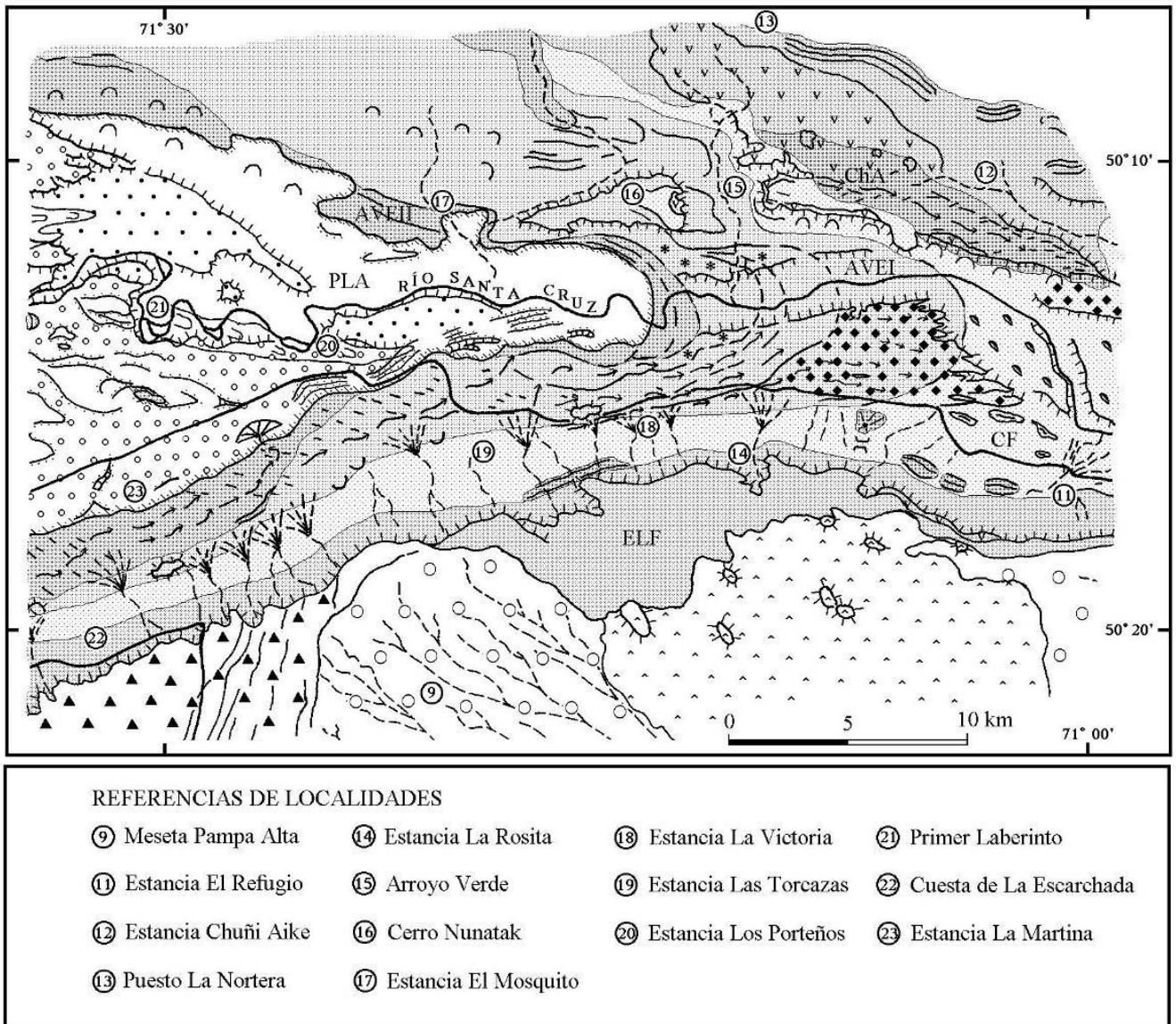


Figura 4-19. Morenas Arroyo Verde 1 (AVI), Arroyo Verde 2 (AVII), Paleo Lago Argentino (PLA). Ver las referencias en la Figura 4-11. Fuente: Adaptado de Strelin y Malagnino (1996).

Siguiendo río arriba se pierde la continuidad de los depósitos morénicos a causa de la degradación sufrida por remoción en masa. En las proximidades de la desembocadura del valle del río La Leona los depósitos morénicos ascienden a alturas superiores a los 500 metros indicando que durante dicho episodio el glaciar del lago Argentino se hallaban unido a los glaciares de las cuencas Guanacos - Turbio y Viedma.

Al pie de la Cuesta de La Escarchada y al este del río Bote los exponentes de este estadal se disponen sobre una serie de niveles aterrazados discontinuos que se elevan a una cota del orden de los 400 metros. Se asignan tentativamente a dicho estadal los depósitos morénicos más externos y elevados que abandonó el glaciar tributario del río Bote (Figura 4-20).

El agua de ablación glaciaria relacionada con los sucesivos pulsos de éste estadal dio lugar a un potente depósito glacifluvial que en el sector proximal supera los 100 m de potencia. El espesor del aluvio decrece rápidamente río abajo donde la terraza glacifluvial converge con el nivel proglaciar más antiguo. La máxima agradación de sedimentos glacifluviales se alcanzó durante el tercer pulso glaciario y se asocia a una terraza que asciende a una cota de 280 m en las proximidades del frente morénico. Este nivel puede seguirse claramente hasta las inmediaciones de la estancia Los Criollos donde a cota 250 m trunca en parte los depósitos de las morenas Cerro Fortaleza. Sobre la superficie del glacifluvial se distinguen aun claramente paleocauces de hábito anastomosado y alta densidad de drenaje. Un gran número de ellos converge valle arriba hacia la salida de un paleocanal que bordea externamente a la morena lateral derecha.

A medida que el glaciar retrocedía de la posición alcanzada durante el tercer pulso, se produjo el entallamiento del nivel proglaciar más elevado labrándose, al pie del antiguo frente de hielo en retroceso, una serie de terrazas fluvio-glaciarias escalonadas. La preservación de las terrazas y de los remanentes de los dos últimos arcos morénicos es tan buena que permiten reconstruir claramente la recesión del glaciar.

Estadial AV2

Los mejores exponentes morénicos del estadal Arroyo Verde 2 se encuentran al pie del cerro Nunatak, sobre su faldeo sur, donde los depósitos alcanzan una cota máxima de 320 metros (Figura 4-19). Se distinguen aquí al menos tres cierres morénicos, el último de los cuales produjo el endicamiento de un lago. Río abajo, sobre ambos márgenes del valle, se disponen los correspondientes depósitos glacifluviales que truncan en parte a las morenas del estadal anterior.

Los depósitos morénicos del lateral norte del valle, desdibujados en gran parte por fenómenos de remoción en masa, alcanzan nuevamente mayor altura que los del lateral opuesto, disponiéndose a cotas máximas del orden de los 500 metros.

Numerosos drumlins de disposición oblicua al eje del valle cubren un amplio escalón que se extiende al pie de la meseta Pampa Alta y que en el sector de la Cuesta de La Escarchada alcanza cotas comprendidas entre los 340 y 280 metros. Es evidente que durante su recesión el glaciar sufrió un mayor número de reavances que, al no alcanzar la orilla oriental del lago formado durante el retroceso glaciar, prácticamente no dejaron registros morénicos. Una probable cresta morénica asociada a uno de estos reavances póstumos, luego retrabajada a una espiga, se ubica inmediatamente al oeste de la estancia La Martina (Figura 4-19).

Paleolago Argentino (PLA)

Sobre ambos márgenes del valle, entre las estancias La Victoria y La Martina se distinguen claramente una serie de geoformas de origen lacustre. Se relacionan a un antiguo lago proglaciar cuyo origen y límite oriental corresponden al tercer arco morénico del estadal Arroyo Verde 2. Su límite occidental se desconoce ya que fue cubierto por los depósitos morénicos frontales del estadal El Tranquilo 1. El nivel máximo del paleolago alcanzó la cota de 280 metros y las geoformas más conspicuas se ubican sobre su orilla Sur. Se trata de una serie de paleolíneas de costa, paleoplayas, tres espigas y un delta (Figura 4-19).

La espiga más occidental se encuentra inmediatamente al oeste de la estancia La Martina donde se proyecta hacia noreste despegándose marcadamente de la costa del paleolago. La punta de esta espiga finaliza en gancho y alcanza en su parte superior la cota de 280 metros. Su génesis se asocia probablemente, como se mencionara más arriba, al retrabajo de una cresta morénica recesiva del estadal AV2.

Por su parte el delta posee una típica planta triangular con suave pendiente hacia el Norte. Se localiza inmediatamente al S de la estancia Los Porteños y su cota media es de 210 metros. Es un típico delta tipo Gilbert y marca un período de estabilización del cuerpo de agua durante su paulatino vaciado.

Asimismo se destaca que la espiga que sigue al este es de tipo compuesta, diferenciándose en ella dos espigas en gancho que progradan hacia el este, una a continuación de la otra, encerrando una antigua albufera.

Todas las geoformas descriptas presentan un excelente grado de preservación alcanzando una cota máxima de 260 metros. La tercera espiga es de tipo simple y se halla parcialmente erosionada alcanzando una cota similar a la anterior.

Los niveles aterrizados del antiguo lago se hallan escalonados entre las cotas de 280 y 195 metros y se los puede seguir en todo el perímetro del paleolago, inclusive en una serie de lomadas ubicadas al oeste llamadas Cola de Ratón. Se contabilizaron un total de 22 líneas de costa y paleoplayas.

Las espigas, líneas costeras y playas se componen fundamentalmente de rodados de gravas y bloques de entre 0,05 0,40 m de diámetro. La mayor parte de ellos se asocia al retrabajo de sedimentos glaciogénicos previos, pudiendo existir algunos aportados por balseo en témpanos.

El antiguo río Santa Cruz, emisario que nacía al éste del gran lago, cortó las morenas frontales del estadal AV2 y sus correspondientes depósitos glacioluviales provocando el paulatino vaciado del cuerpo de agua.

Durante la última etapa del desagüe se labró un nivel de terraza muy extenso que en las proximidades al antiguo punto de efluencia posee una cota de 195 metros. Dicho nivel se caracteriza por presentar sobre su superficie una serie de lomadas de rodados cuya disposición espacial permite reconstruir un hábito anastomosado divergente. El nivel se puede seguir claramente hasta el pie occidental del Cerro Fortaleza. Las lomadas, compuestas por rodados de hasta 0,30 m de diámetro, se elevan hasta 3 metros sobre el nivel de la terraza y alcanzan largos de algunas decenas de metros. Es probable que estas lomadas correspondan a megaóndulas asociado a un vaciado súbito y catastrófico del paleolago durante una etapa póstuma.

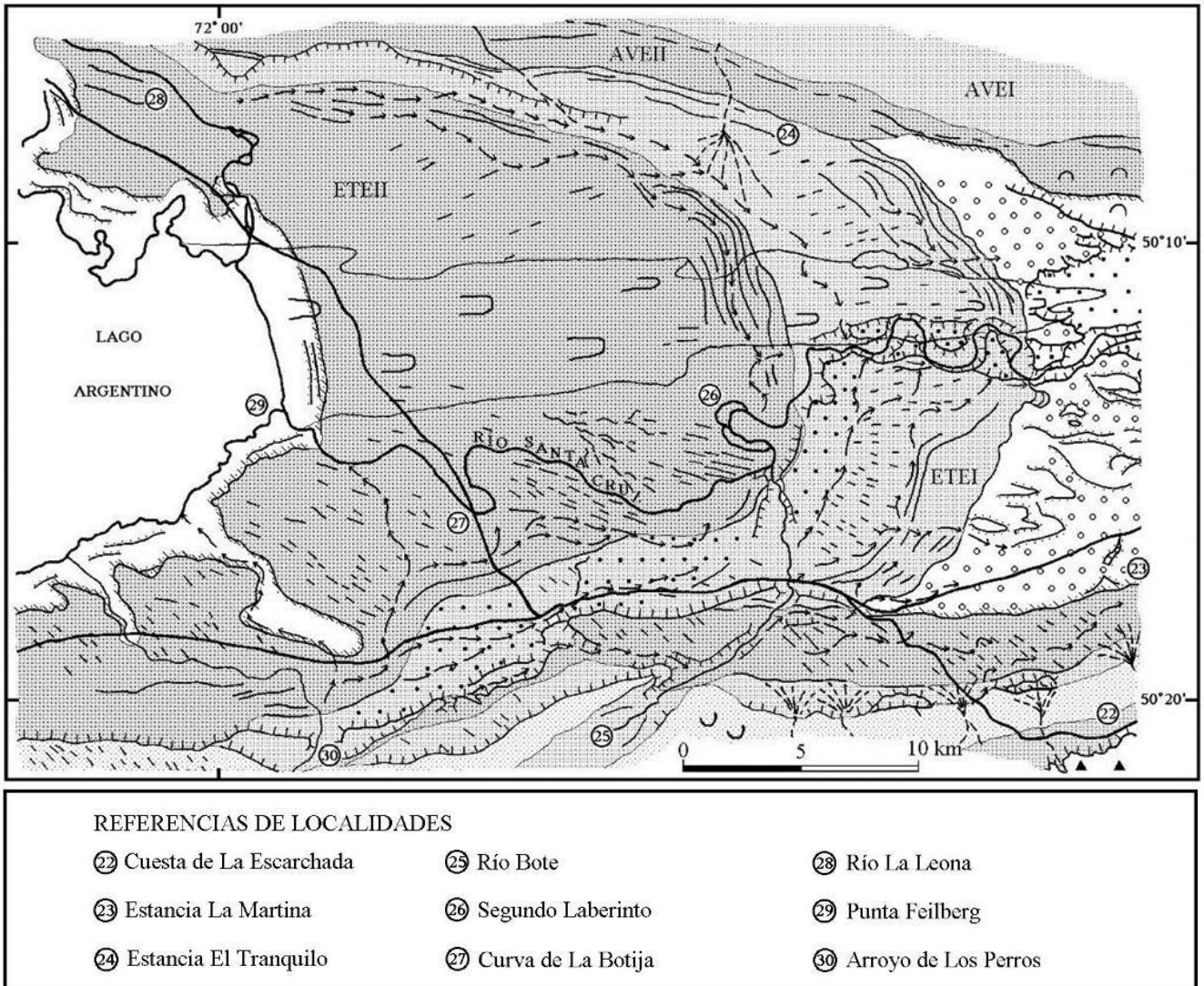


Figura 4-20. Morenas El Tranquilo, Estadial 1 (ETEI), El Tranquilo Estadial 2 (ETEII). Ver las referencias en la Figura 4-11. Fuente: Adaptado de Strelin y Malagnino (1996).

Sobre las barrancas cortadas por el río Santa Cruz, entre su efluencia del lago Argentino en punta Feilberg y el cerro Nunatak, afloran capas predominantemente limosas, fuertemente deformadas, de color amarillento y gris claro. Sus afloramientos alcanzan cotas del orden de los 250 m no siendo visible su base. Presentan variaciones faciales recurrentes que a lo largo de las barrancas del río comprenden por un lado, depósitos arcillo-limosos de coloración gris clara, de laminación planar muy fina asociados a paquetes de hasta 5 m de espesor de ondulaciones arenosas, finas a limosas, escalonadas en fase y por otro lado, secuencias amarillentas de varves con laminación y estratificación planar también asociadas a ondulaciones escalonadas. Ocasionalmente hay intercalaciones de lentes diamictíticas singénicas vinculables a till de flujo. En las barrancas del Primer Laberinto (Localidad 21 de la Figura 4-19) la secuencia limosa aparece intercalada con depósitos de gravas fluviales que poseen una estructuración deltáica.

Asimismo, en los afloramientos de ésta sección fluvial se puede reconocer la existencia de dos paquetes claramente separados que definen la presencia de dos ciclos de sedimentación relacionados con ambientes lacustres (Figura 4-21).

El banco inferior se caracteriza por presentar niveles arcillo-limosos con estratificación laminar que alternan con capas de arenas muy finas. Este paquete muestra claras evidencias de haber sido deformado glaciectónicamente en dos tiempos, por empuje de una masa de hielo que se desplazó hacia el oriente de tal forma que durante el proceso dinámico referido se desarrollaron sobrecorrimientos y deformación flameliforme. Las estructuras sobrecorridas responden a la deformación que las secuencias glacialacustres comenzaron a tener antes del arribo del frente del glaciar, por efecto de la transmisión del esfuerzo compresivo, mientras que las estructuras flameliformes se generaron cuando el glaciar se desplazaba sobre estas acumulaciones. Mientras que los sobrecorrimientos son indicadores de condiciones de permafrost en el frente del glaciar, las estructuras flameliformes solamente se pudieron generar en un glaciar con base húmeda. Esta variación se debió a que el peso del hielo generó una presión basal que produjo la fusión del hielo contenido en el depósito lacustre, favoreciendo así el desplazamiento de la lengua por el mecanismo de traslación por deformación subglaciar.

Por encima del paquete deformado se extiende otra secuencia de acumulaciones lacustres con niveles limo-arcillosos que alternan rítmicamente con otros compuestos de arenas- limosas dominantes, según secuencias de varves regulares, que remata con bancos de granulometría arcillo- limosa muy regular. Este segundo paquete, a diferencia del anterior, no presenta deformación y su contacto basal acompaña las irregularidades del techo del paquete deformado inferior.



Figura 4-21. Secuencia de acumulaciones lacustres presentes en el Primer Laberinto.

De acuerdo al marco glaciario que está presente en la comarca, el set de sedimentos lacustres del paquete inferior se acumuló a continuación del retroceso del estadal correspondiente a Arroyo Verde I, en la cuenca glaciaria abandonada e inundada. Posteriormente, un nuevo reavance glaciario, correspondiente al segundo estadal reconocido para esta glaciación (Arroyo Verde II), se desplazó por encima de la secuencia de varves deformándolos.

A continuación, con la culminación de la glaciación Arroyo Verde, el glaciar retrocedió hasta posiciones más alejadas que la correspondiente al Primer Laberinto y se formó nuevamente un lago en el cual, sobre los depósitos lacustres deformados se acumuló el segundo parque de arcillas, limos y arenas finas que no presentan deformación alguna.

Morenas El Tranquilo (ET) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glacifluviales y glacilacustres

Estas morenas fueron depositadas durante una glaciación que se resolvió en dos estadiales, seguidos por un retroceso continuo.

El endicamiento que posibilitó en gran parte la existencia de actual lago Argentino se debe a los cierres morénicos de estos primeros dos pulsos glaciares. Un tercer estadal de esta misma glaciación corresponde al reavance póstumo que depositó los arcos morénicos de Puerto Banderas que bloquearon los distintos brazos del lago Argentino (Strelin y Malagnino, 2009).

Estadial 1

Las geoformas de origen glaciario y glacifluviales relacionadas con dichas morenas poseen sus rasgos originales muy bien preservados (Figura 4-20).

El conjunto de crestas morénicas frontales posee una planta en media luna que cierra de lado a lado una zona amplia y deprimida del valle. Se distingue una serie de hasta 7 crestas morénicas sumamente apretadas, cortadas transversalmente o separadas longitudinalmente por escapes glacifluviales.

Los depósitos morénicos laterales pueden seguirse río arriba sobre ambos márgenes del valle. Por ejemplo, en el lateral norte ascienden rápidamente a cotas del orden de los 350 m confundiendo en parte con los depósitos morénicos laterales del estadal Arroyo Verde 2. No pasa lo mismo en la margen sur del valle donde el frente glaciario poseía menor potencia. Los depósitos morénicos laterales se disponen aquí en el fondo del valle principal y durante el corto trecho que se los puede seguir no ascienden ni se confunden con los exponentes de la glaciación anterior.

Existe una faja de drumlins dispuestos en abanico que margina internamente a la última cresta morénica de éste estadal. En un sector donde el río Santa Cruz corta abruptamente a esta faja de drumlins afloran más de 20 m de till. La base del afloramiento no es visible y en el till predomina ampliamente la fracción fina, arcillosa, compacta, de color gris amarillento. No posee estructuración interna siendo escasos los fragmentos angulosos de tamaño guija a bloque. Se destaca un enorme bloque de composición andesítica alojado en el till, cuyo diámetro máximo es del orden de los 3 metros.

Durante este evento glaciario la lengua tributaria que descendía por el valle del río Bote no volvió a confluir con el glaciar principal. Esto determinó que el escape fluvial del glaciar tributario fuera desviado hacia el noreste por el glaciar encauzado en el lago Argentino. Ambas planicies glacifluviales coalescieron valle abajo inundando con sus aluvios la cuenca del PLA que para aquél entonces ya se encontraba casi totalmente evacuada. Dicho proglaciar asciende a cotas que varían entre 190 y 180 m y en su descenso hacia el E se encauza parcialmente en la garganta que corta las acumulaciones glaciares y proglaciares de la glaciación Arroyo Verde.

Por la altura que alcanzan las crestas morénicas sobre el lateral norte del valle se presume que una difluencia del glaciar encauzado en el lago Argentino se encontró con otra proveniente de las cuencas Guanacos - Turbio y Viedma a mitad del valle del río La Leona.

Estadial 2

A 5 km del último cierre del estadal El Tranquilo 1 se ubica un segundo conjunto de crestas morénicas apretadas a cuyas espaldas se extiende una amplia zona cubierta de drumlins y morenas aflautadas (*fluted moraines*).

Se pueden separar un mínimo de ocho crestas morénicas principales. Sobre las barrancas del río Santa Cruz aflora el till que compone dichas morenas el cual apoya sobre los depósitos glacifluviales generados durante el reavance de este estadal. Este conjunto cubre un depósito morénico previo cuya base apoya a su vez sobre depósitos limnoglaciarios deformados (Figura 4-22) que podrían corresponder a un lago formado luego del retiro del Estadal 1.



Figura 4-22. Till complejo correspondiente al Estadal 2 del sistema Morénico El Tranquilo. El nivel inferior corresponde a acumulaciones lacustres deformadas por glacitectonismo y el set superior está integrado por un till alojado arenolimoso con bajo porcentaje de gravas.

La superficie del hielo en el frente del glaciar no alcanzó una altura significativa lo cual llevó a que durante dicho estadal éste no se volviera a unir a los glaciares de las cuencas Guanacos - Turbio y Viedma.

El glacifluvial de este estadal cubre en sus primeros tramos proximales a los depósitos morénicos internos del estadal ET1, pero poco más hacia el este se encauza entre ellos siguiendo un curso similar al del actual río Santa Cruz. La planicie fluvio-glaciaria es atravesada por los paleocauces de los antiguos ríos La Leona y Bote y por el arroyo de los Perros, cuyos trazados fueron desplazándose hacia el oeste a medida que el glaciar retrocedía.

No ha sido explorada aun detenidamente la zona del lago Argentino en cuyas márgenes norte y sur se desarrollan campos de drumlins y algunas crestas morénicas que podrían asimilarse a pequeños pulsos recesivos de la glaciación El Tranquilo.

Estadal 3 (Morenas Puerto Banderas)

Una vez retirado el glaciar y formado el lago Argentino, cuyo nivel máximo alcanzó los 230 m, el río Santa Cruz inició el corte del endicamiento morénico del Estadal 2 provocando el descenso progresivo del nivel del lago hasta alcanzar la cota de la terraza lacustre de 210 metros.

Se ha podido comprobar que en ésta oportunidad el frente del glaciar tuvo un repliegue notable de tal forma que la totalidad del actual lago Argentino quedó desenglazado y el frente de los glaciares se replegó hasta el interior de los valles andinos.

Posteriormente tuvo lugar el reavance de los glaciares, que en esta oportunidad no llegó a ingresar profundamente en el lago Argentino aunque lo hizo en su zona norte y oeste en la totalidad de sus brazos, convirtiendo a la Península Mitre en un Nunatak y rodeando casi en su totalidad al cerro Buenos Aires.

Al retirarse dejó una serie de acumulaciones morénicas que Strelin y Malagnino (2000) formalizaron con el nombre de Morenas Puerto Banderas (Figura 4-23), identificando en éste sistema a 3 Subestadales.

Si bien estas acumulaciones se localizan a aproximadamente 45 km al oeste del Estadal 2 de las Morenas El Tranquilo, se las incluye aquí ya que se considera que representan su Estadal 3 y sin duda provocaron variaciones substanciales en la dinámica del río Santa Cruz y por lo tanto en sus acumulaciones fluviales y niveles de terrazas inferiores.

El origen del reavance glaciario que dio lugar a estos depósitos es actualmente objeto de debate ya que, a diferencia de los anteriores, no estaría vinculado con los ciclos climáticos de carácter astronómico (Ciclos de Milankovitch) que marcaron el ritmo de los avances y retrocesos de las glaciaciones globales y, específicamente, las localizadas en la cuenca y valle del río Santa Cruz, que fueron descritas precedentemente.

No obstante, se considera que las morenas Puerto Banderas representan el reavance póstumo (Estadal 3) de la última glaciación, que en la cuenca del lago Argentino corresponden a la Glaciación El Tranquilo.

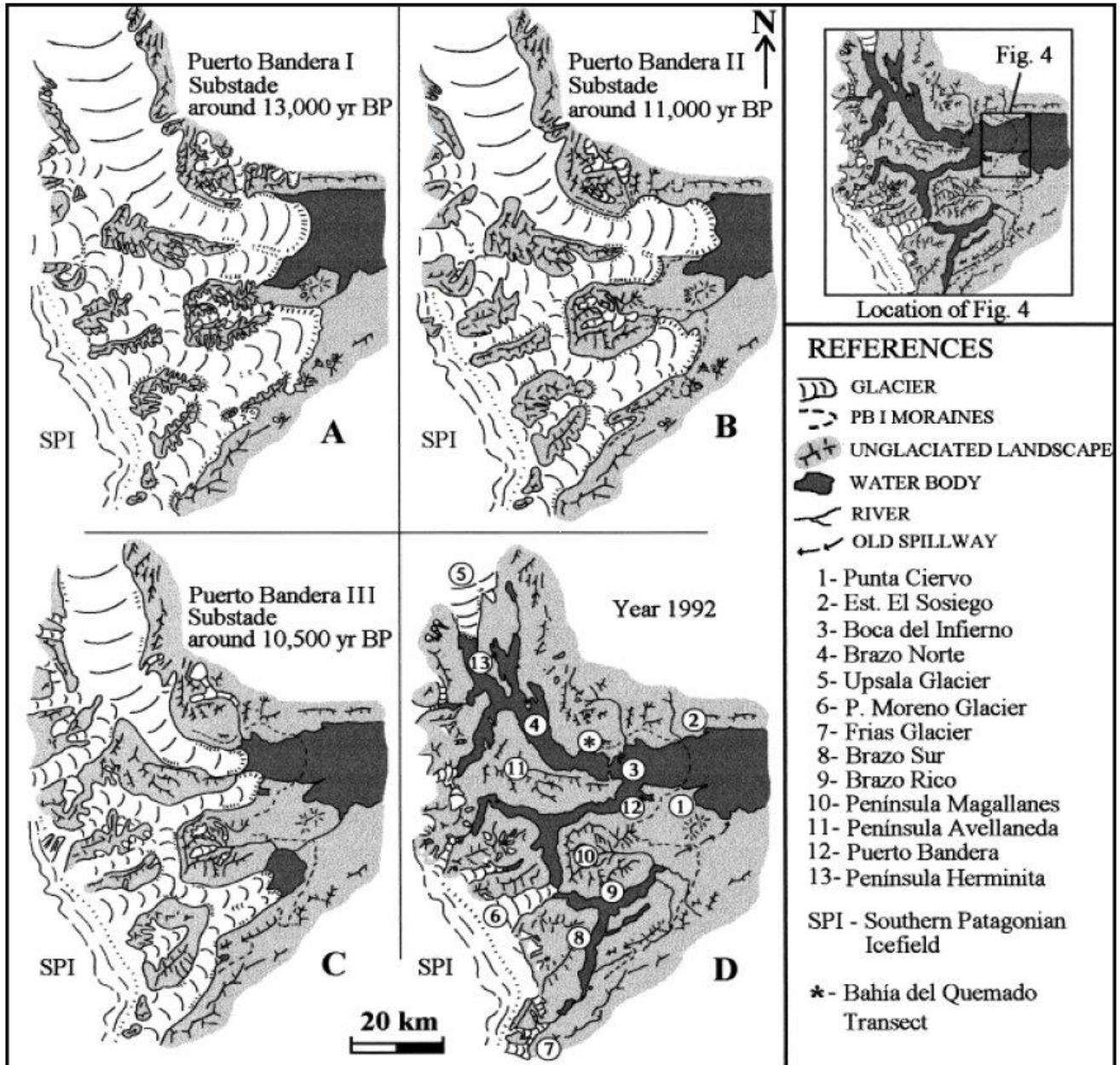


Figura 4-23. Evolución del frente de los glaciares durante el Estadial 3 de la última glaciación patagónica (Strelin y Malagnino, 2000).

4.3.1.2.3 Evolución Morfoestratigráfica del valle del río Santa Cruz

Mioceno superior a Pleistoceno inferior

En la región estudiada existen tres planicies elevadas aterrazadas que no se vinculan a un valle fluvial principal: la terraza Cerro Cuadrado, la terraza Pampa Alta y la terraza Cordón Alto (Lagunas del Benito) (Strelin et al., 1999). Las planicies más elevadas engranan hacia el norte con la meseta La Siberia (al este del lago San Martín) y al sur con la meseta de La Torre (al E del seno Última Esperanza).

Teniendo en cuenta los afloramientos que aparecen a lo largo de la Cuesta de La Escarchada y sobre la estancia El Refugio se considera probable que el nivel de rodados más alto, terraza Cerro Cuadrado, responde a la culminación de un ciclo agradacional del sector extraandino asociado a un lento y progresivo levantamiento cordillerano que habría culminado en el Mioceno temprano (Fase Magmática Pehuénchica). Cabe recordar que al norte de la presente región los rodados patagónicos más antiguos son cubiertos por los Basaltos Strobel que poseen edades de 9 a 6 Ma (Ramos y Kay, 1992). Eventualmente estos componentes líticos podrían representar las acumulaciones glaciafluviales de una temprana glaciación instalada en la región andina, cuyo registro glaciario fue posteriormente eliminado por las siguientes glaciaciones. Incluso podría suponerse que ambos procesos pudieron haber actuado en forma concurrente a medida que la cordillera andina se elevaba e interceptaba la línea de precipitación de nieve.

Los dos restantes niveles, terraza Pampa Alta y terraza Cordón Alto (Lagunas del Benito), responden a ciclos erosivos asociados a levantamientos tectónicos de toda el área continental (Fase Quéchuica) y a una extensiva erosión fluvial únicamente interrumpida por acumulaciones glaciares y glaciafluviales pedemontanas proximales (morenas y terraza Pampa Alta). El aporte de la geliflucción mencionado por Caldenius (1940) como factor relevante en la distribución de los rodados patagónicos se considera excesivo y equivocado, ya que debió haber sido únicamente local en zonas cercanas a la cordillera habida cuenta del gradiente que poseen allí estos niveles aterrizados (Strelin et al., 1999).

La terraza Pampa Alta se continúa en la amplia meseta, situada al norte del AVRSC, entre la estancia El Cordero y la Bajada de los Orientales donde mantiene su pendiente regional dirigida hacia el este-sureste. Es sobre este lateral del valle donde se aprecia claramente el labrado de los diversos escalones que dan paso al nivel más bajo de las terrazas de La Australasia que coincide altitudinalmente con la terraza Cordón Alto (Lagunas del Benito).

El atrincheramiento del paleovalle continuó hasta alcanzar el nivel erosivo detectado en el cerro Fortaleza (terracea San Fernando). Las terrazas labradas durante este ciclo erosivo, que inclinan ya francamente a favor del eje del actual río Santa Cruz, se hallan cubiertas por rodados proglaciares que en algunos casos superan los 10 m de espesor. Feruglio (1950) considera a estas terrazas (Nivel III de terrazas continentales) anteriores a la Última Glaciación.

Durante y hacia el final de este ciclo de fuerte degradación del relieve se inicia en ésta latitud una importante actividad volcánica (Fase Ándica Principal) que afecta tanto al sector cordillerano como al extraandino. Como consecuencia se acumulan gruesos espesores de basaltos que en la zona andina del cerro Fraile alternan con depósitos glaciares y fluvioglaciares (Feruglio, 1944). Los mismos fueron datados allí radimétricamente (K/Ar sobre roca total) por Fleck et al. (1972) y Mercer et al. (1975) y cubren un rango de tiempo que va desde los 2,43 hasta los 1,03 Ma. Estas edades radimétricas se corresponden estadísticamente muy bien con las obtenidas por Mercer (1976) y en Strelin et al. (1999) en basaltos acumulados en la zona extraandina y que cubren a la terraza San Fernando (Nivel III de Feruglio, 1950).

El glaciar que se encauzó por el valle ancestral del río Santa Cruz alcanzó su máxima expansión hacia el Este (morenas ELF; Strelin, 1995) recién hacia el final de esta época eruptiva. En el campo volcánico situado sobre la terraza Pampa Alta al sur del referido valle, la capa basáltica cubierta por las morenas de la Glaciación Estancia La Fructuosa posee polaridad reversa (Strelin et al., 1999). Esta colada se asocia a otra de características morfológicas similares y polaridad normal que fue datada en $0,675 \pm 0,56$ Ma. Si bien los datos son poco precisos permiten concluir preliminarmente que el vulcanismo del sector es Pleistoceno superior a medio con lo cual La Glaciación Estancia La Fructuosa queda acotada superiormente a dicho lapso de tiempo.

Pleistoceno inferior a superior

A diferencia de lo postulado por Mercer et al. (1975), Strelin (1995) y Strelin et al. 1999) interpretan que los depósitos morénicos localizados sobre la Pampa Alta (morenas y terraza Pampa Alta) son truncados por un avance glaciario posterior que depositó las morenas ELF. El cierre de estas morenas, de probable edad pleistocena temprana a media (Strelin, 1995), se localiza a unos 30 km al este de los Riscos Cóndor Cliff (Figura 4-19).

La interpretación de la evolución paleogeomórfica siguen los lineamientos generales presentados por Malagnino (1995) para la cuenca del Lago Buenos Aires. Para esta localidad éste autor considera que las morenas de la Glaciación Chipanque, que representan la primera glaciación patagónica extracordillerana, fueron depositadas por un glaciar pedemontano que se desplazó sobre un relieve suave que no permitió su encausamiento profundo. Dicho relieve está representado actualmente por la Pampa de Chaliá y las mesetas de Guenguel al norte y por la meseta del lago Buenos Aires al sur. A esta glaciación le siguió un prolongado período interglaciar que labró un profundo valle por el cual se encauzó posteriormente el glaciar que depositó las morenas de la Glaciación Deseado, que representa a la segunda glaciación patagónica. La magnitud de la profundización interglaciar puede apreciarse indirectamente cuando se observa que entre el piso de ambas glaciaciones existe un desnivel mínimo de 250 metros. Este glaciar atravesó a las morenas de la Glaciación Chipanque a una cota inferior de tal forma que los depósitos de la primera glaciación patagónica quedaron parcialmente preservados en las planicies superiores y no fueron alcanzados por ninguna de las siguientes glaciaciones. Una situación similar se dio en la localidad del valle del río Santa Cruz entre las glaciaciones Estancia La Frutuosa y Pampa Alta en el AVRSC (Strelin, 1995).

El siguiente evento glaciario depositó las morenas Chuñi Aike cuyos exponentes son muy escasos (Figura 4-19) y que podría considerarse eventualmente como un estadal póstumo de la glaciación Estancia La Frutuosa o inicial de Cerro Fortaleza. Tanto durante el clímax de esta glaciación como de la anterior el glaciar principal se hallaba conectado al glaciar Viedma a través del aportillamiento del cerro La Meseta - valle La Leona y difluía al mismo tiempo hacia el sur por el valle del río Pelque. Tentativamente Strelin y Malagnino (1996) adjudican el episodio glaciario que depositó los arcos morénicos que cubren los basaltos de la meseta de las Vizcachas y sierra Baguales a esta glaciación.

Durante el siguiente período interglaciar se produjo una marcada profundización del valle principal que probablemente cortó a las mesas basálticas de la zona ubicada entre los riscos Cóndor Cliff y San Fernando. Esta situación habría favorecido el encauzamiento de los hielos durante el siguiente episodio glaciario.

Las morenas de la glaciación Cerro Fortaleza se corresponde con el extremo oriental de las "morenas del arroyo del Bote" (espaldones colgados) de Caldenius (1932) y con las Morenas de las Estancias Tres Cerros y Mortensen de Feruglio (1944). Mercer (1976) bosquejó algunos depósitos morénicos que podrían asociarse a dicha. Estudios recientes permitieron extender dicha glaciación hasta el pie de los Riscos de Las Lascas, atravesando la angostura del cerro Fortaleza hasta los 70° 46' de longitud oeste. Las correspondientes terrazas proglaciarias se expanden río abajo del antiguo cierre elevándose unos 90 m por encima del actual nivel del río.

Durante el clímax de dicha glaciación el glaciar que ocupaba el lago Argentino se hallaba conectado al glaciar Viedma a una cota superior a los 650 m en el sector de la altiplanicie del cerro La Meseta, pero dejó de difluir por el valle del río Pelque cuya cota supera los 700 m. En base a la consulta de datos de perforaciones se interpreta que el glaciar labró un perfil longitudinal frontal que se hunde río arriba bajo el actual nivel del valle (Strelin y Malagnino, 1996).

A modo de hipótesis se sugiere que los sedimentos del “Complejo Limoso” se depositaron durante o inmediatamente después del avance glaciar que depositó las morenas Cerro Fortaleza en uno o varios lagos que ocuparon la cubeta que exaró el glaciar. El nivel del espejo de agua debió alcanzar una cota mínima de 250 m. La presencia de niveles de till de flujo demuestra que durante cierto período de tiempo el frente del glaciar se encontraba en contacto con las aguas del lago. Según lo observado en los diversos perfiles es probable que se haya repetido más de un ciclo de entarquinamiento del embalse natural. Feruglio (1944) presenta una interpretación similar al analizar el origen de los depósitos limosos basales de los perfiles levantados en las barrancas de Charles Fuhr.

Luego de este importante período glaciar asociado a la acumulación e interglaciar vinculado a la posterior erosión de los sedimentos limnoglaciares, se produjo un nuevo episodio glaciar que se resolvió en dos estadales muy marcados. Se trata del avance glaciar que depositó las morenas Arroyo Verde (Strelin y Malagnino 1996) asignados por Caldenius (1932) a las "morenas del Arroyo del Bote" y por Feruglio (1944) a un limitado avance ocurrido durante el retroceso del glaciar de su posición alcanzada durante la máxima expansión.

El Estadal AVI de esta glaciación se caracteriza por la asimetría altitudinal existente entre los depósitos morénicos dispuestos sobre las márgenes opuestas del valle. Estos ascienden a niveles mucho más elevados sobre la vertiente norte lo cual se atribuye a los aportes de glaciares tributarios que descendían de la meseta que se eleva sobre dicha margen y a la difluencia del glaciar Viedma que ingresaba por el aportillamiento del valle del río La Leona. Una particularidad del estadal AVI son los potentes depósitos glacifluviales cuyo espesor puede explicarse teniendo en cuenta que los cierres morénicos se localizan en un sector donde el valle se estrecha bruscamente. La agradación de los mismos fue producto de los primeros tres pulsos de este estadal. Durante los restantes dos pulsos y el estadal siguiente las terrazas glacifluviales descendieron a niveles cada vez más bajos. Durante el interstadial el glaciar sufrió un importante retroceso y al reavanzar esculpió la que posteriormente pasó a ser la cuenca de un gran lago cuyo endicamiento fue producto del tercer pulso recesivo del Estadal AVII.

El lago generado durante el siguiente interglacial, denominado Paleolago Argentino (Strelin y Malagnino 1996), preserva geoformas glacilacustres muy frescas. Se estima que el embalse natural tuvo una existencia lo suficientemente prolongada como para generar una serie de espigas, niveles de playa y un delta de tamaños considerables. A medida que su emisario, el antiguo río Santa Cruz, cortaba los cierres morénicos de la Glaciación Arroyo Verde, las aguas del Paleolago Argentino descendían hasta alcanzar una cota inferior a los actuales 190 m. Es probable que una serie de lomadas gravosas dispuestas inmediatamente valle abajo del cierre morénico Arroyo Verde 2 correspondan a megaóndulas asociadas a un vaciado súbito del Paleolago Argentino durante una etapa póstuma. Incluso esta súbita evacuación podría dar explicación al pobre registro de cauces inactivos que tienen superficialmente las terrazas glacifluviales más recientes e, incluso, a la serie de morfologías anómalas que presentan.

La siguiente glaciación depositó las morenas El Tranquilo que se asocian con el arco morénico más occidental de las “morenas del arroyo del Bote” y a las “morenas del paso Charles Fuhr” de Caldenius (1932) y con las "Cintas morénicas del Tranquilo y de Charles Fuhr" de la segunda invasión glaciar de la Última Glaciación de Feruglio (1944 y 1950). Mercer (1976) bosqueja los depósitos morénicos de estos dos pulsos en forma general, mapeando un cierre morénico que no pudo ser localizado ni en el análisis de los registros remotos interpretados como tampoco en el terreno. En el presente trabajo se asignan ambos pulsos glaciares a los estadales El Tranquilo 1 y El Tranquilo 2 de la Última Glaciación. Nuevamente se caracterizan los depósitos morénicos de esta glaciación por una fuerte asimetría entre ambas márgenes del valle. Esto llevó a que durante el primer estadal las morenas superaran ampliamente, sobre su margen norte, la altura del piso del valle del río La Leona. Sobre su margen sur, por el contrario, la poca potencia del hielo que evidencian las morenas determinó una escasa erosión sobre los depósitos glaciares y periglaciares previamente acumulados.

El reducido espesor del hielo glacial llevó además a que sobre esta vertiente las morenas laterales no se “montaran” inmediatamente, valle arriba, sobre las lomadas que bordean el piso del valle. Este hecho se acentuó aún más a lo largo del segundo estadal (El Tranquilo 2) de esta glaciación, durante el cual no se volvieron a encontrar los glaciares que ocupaban los lagos Argentino y Viedma generándose, tras un breve período de endicamiento, el río La Leona. Este río desembocaba en un principio directamente en el río Santa Cruz. Recién tras el retiro del glaciar principal y la formación del lago Argentino las aguas del río fueron captadas y desviadas hacia su actual desembocadura en el lago Argentino. Dicha captura fue favorecida por el descenso del nivel de las aguas del lago producto del rápido atrincheramiento del cauce del río Santa Cruz.

Tras el estadal ETII el glaciar retrocedió en forma marcada y continua hacia el interior de los valles cordilleranos con una bajante en el nivel del lago hasta la cota de 210 m. Un nuevo avance glaciario depositó las morenas de un tercer estadal que se corresponde con los arcos morénicos del Lago Rico y cordones de Puerto Bandera, Punta Ciervo y María Antonia de Feruglio (1944 y 1950). Mercer (1968 y 1976) determina para las morenas del "Subestadal Punta Bandera" una edad superior a los 10000 años y trazando paralelos con otras áreas patagónicas englazadas, desestima que pertenezcan al Finiglacial, el que sería paralelizable al estadal Younger Dryas. Estudios recientes (Strelin y Malagnino 2009 y Strelin et al., 2011) adjudican a las morenas de Puerto Bandera una edad comprendida entre los 13000 y 12500 años AP (Figura 4-23). Luego del retiro del glaciar de esta nueva posición se habría labrado el nivel costero que se eleva de 5 a 6 m sobre el actual nivel del lago Argentino y que fuera descrito por Caldenius (1932) y Feruglio (1944).

Holoceno

Con posterioridad a estos últimos eventos glaciarios, y a lo largo del Holoceno, el valle del río Santa Cruz evolucionó fundamentalmente a partir de la acción fluvial y en forma generalizada, mediante procesos de remoción en masa. En el primer caso se configuró el hábito que presenta este curso fluvial y sus niveles de terrazas adyacentes cubiertas de gravas y arenas, mientras que los procesos de desplazamientos de masas gravitacionales modificaron las pendientes de los pedimentos de flanco que acompañan el recorrido fluvial. Estos últimos procesos son de variada tipología y magnitud destacándose los asentamientos rotacionales, expansiones laterales y avalancha de rocas en los tramos fluviales donde están presentes coladas basálticas que sobreyacen a las sedimentitas terciarias, como ocurre en la sección correspondiente al proyecto de la presa Néstor Kirchner y parcialmente en Jorge Cepernic, y los flujos densos encauzados y parcialmente encauzados de gran escala, los que en general afectan a ambos laterales del valle aunque muestran una mayor presencia sobre el correspondiente a la margen norte, especialmente en la sección media-superior del río Santa Cruz.

4.3.2 Estructura

4.3.2.1 Marco Estructural Regional

La estructuración topográfica y estructural de la región andina y extrandina que está presente en la sección latitudinal estudiada, comienza a manifestarse progresivamente desde el Mioceno temprano y es asignada a la orogenia quechua. Sus manifestaciones más conspicuas son el levantamiento de la cordillera Patagónica, el desarrollo de extensos depósitos molásicos, el emplazamientos de cuerpos plutónicos, las efusiones basálticas, la materialización de incipientes glaciaciones cordilleranas por la intercepción topográfica de la línea de nieves permanente y la generación progresiva de un ambiente desértico del tipo sombra orográfica para la extensa Patagonia extrandina situada al oeste de la cordillera emergente.

Regionalmente la cordillera Patagónica se puede dividir desde el oeste al este en tres dominios morfotectónicos principales: Flanco andino occidental, Región andina interna y Flanco andino occidental (Figura 4-24).

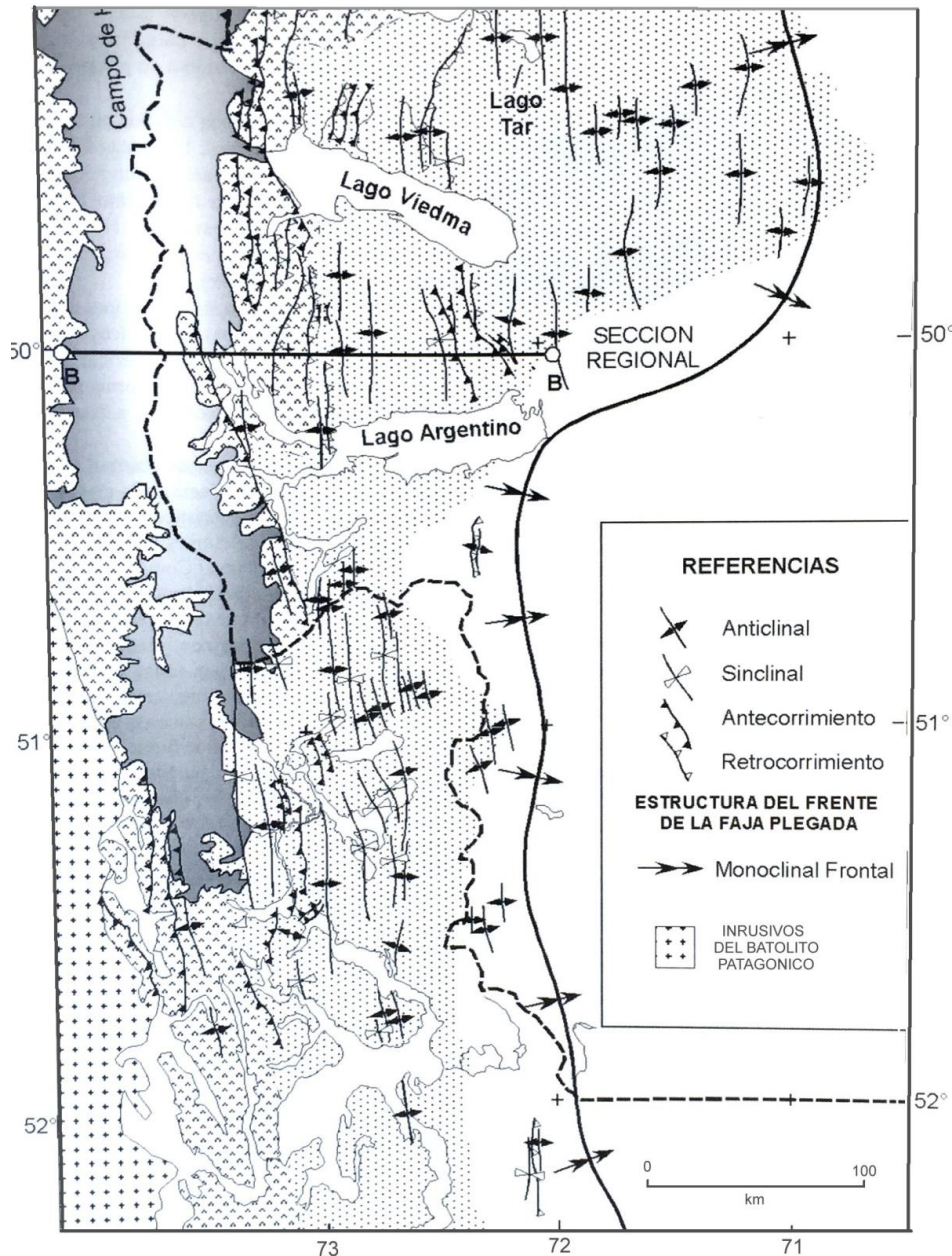


Figura 4-24. Dominios morfotectónicos para la región del lago Argentino (Kraemer et al., 2002).

El Flanco andino occidental comprende la faja plegada y corrida interna y es la que configura el área en la cual se localiza en Campo de Hielo Patagónico Sur. En éste ambiente geológico afloran rocas del basamento paleozoico, vulcanitas jurásicas y sedimentos de la tectosecuencia de ríff, intensamente deformados por esfuerzos compresivos, según un estilo dominante de basamento en el oeste que pasa a anticorrimientos de vergencia al este, y que en el borde oriental gradan a bajocorrimientos y retrocorrimientos (Kraemer, 1991). Según una visión norte-sur, la faja plegada tiene un pronunciado escalonamiento, especialmente al sur de la latitud del lago Argentino. Esta segmentación ha sido atribuida a la existencia de lineamientos transversales heredados de orogenias previas (Nullo et al., 1978).

Por su parte, en el Flanco andino oriental se desarrolla la faja plegada y corrida externa en donde se observa una disminución progresiva de la intensidad de deformación de tal manera que se pasa desde corrimientos que involucran al basamento y la cubierta sedimentaria, a suaves pliegues de gran longitud de onda hacia la zona este de la misma.

Específicamente, para la latitud del valle del río Santa Cruz, la faja plegada y corrida presenta una disminución importante de su ancho de tal forma que a partir del extremo norte del lago las estructuras de deformación gradan rápidamente desde monoclinales frontales a deformación ausente.

Al este del entorno tectónico regional referido precedentemente, específicamente en el ámbito del valle del río Santa Cruz, las secuencias clásticas pertenecientes al “Patagoniense” - Formación Estancia 25 de Mayo y, fundamentalmente, a la Formación Santa Cruz que es la que mayor exposición tiene en la comarca relevada, presentan una muy suave inclinación que es mayor en la sección fluvial superior, de orden de los 7°, la que se atenúa progresivamente para alcanzar, en el ámbito del proyectado cierre Néstor Kirchner, los 2° a 3°, manteniendo esta tendencia hasta el cierre de Jorge Cepernic.

4.3.2.2 Estructuras de deformación en las sedimentitas terciarias

Un análisis más minucioso de las estructuras de deformación locales que presentan las acumulaciones glaciogénica y las sedimentitas terciarias permiten constatar que tienen claras evidencias de fallamiento y deformación que pueden ser importantes, en cuanto a los esfuerzos y estructuras generadas, aunque se destaca que en todos los casos no participaron en su generación componentes tectónicos de carácter endógeno.

Asimismo se subraya que todas las estructuras de deformación observadas se localizan en los ambientes geológicos que estuvieron bajo la acción directa de las glaciaciones que ocurrieron en el valle. No se han observado en cambio en las áreas que estuvieron fuera del alcance de éste proceso geomórfico, salvo las que están asociadas a movimientos de remoción en masa de mayor escala.

A las vinculadas con los glaciares se las caracteriza como estructuras glacitectónicas y se confirma que tienen una amplia distribución a lo largo del valle, desde el margen oriental de la glaciación La Fructosa hasta el nacimiento del río Santa Cruz en la margen este de lago Argentino. A continuación se describen las características más sobresalientes de las que afectan a las secuencias clásticas de edad terciaria. Las relacionadas con las acumulaciones glaciogénica serán tratadas en el capítulo sobre la geología de detalle de los cierres proyectados (ver ítems 3.4.1.1 y 3.4.2.1).

Las estructuras de fallamiento que presentan las sedimentitas terciarias, especialmente las correspondientes a la Formación Santa Cruz, son de variada tipología ya que se observaron fallas directas, fallas inversas y sobrecorrimientos locales.

En la Formación Santa Cruz, las fallas directas observadas son de alto ángulo, con rechazo de aproximadamente 0,60 m., que en uno de los ejemplos observados se atenúa progresivamente hacia la base. Este tipo de deformación se genera como una respuesta al alivio de carga que sobreviene cuando las masas de hielo se retiran del valle englazado.

Por el contrario, los fallamientos inversos y cabalgamientos, en algunos casos múltiples (estructuras del tipo dúplex), que fueron observados en ésta formación, tienen un desarrollo mucho más importante.

Por ejemplo, en la Figura 4-25 se ilustra una estructura de éste tipo sobre la margen derecha del valle del río Santa Cruz, en un corte artificial de la ruta, donde los desplazamientos de los bloques cabalgantes involucran traslados de aproximadamente 30 metros.

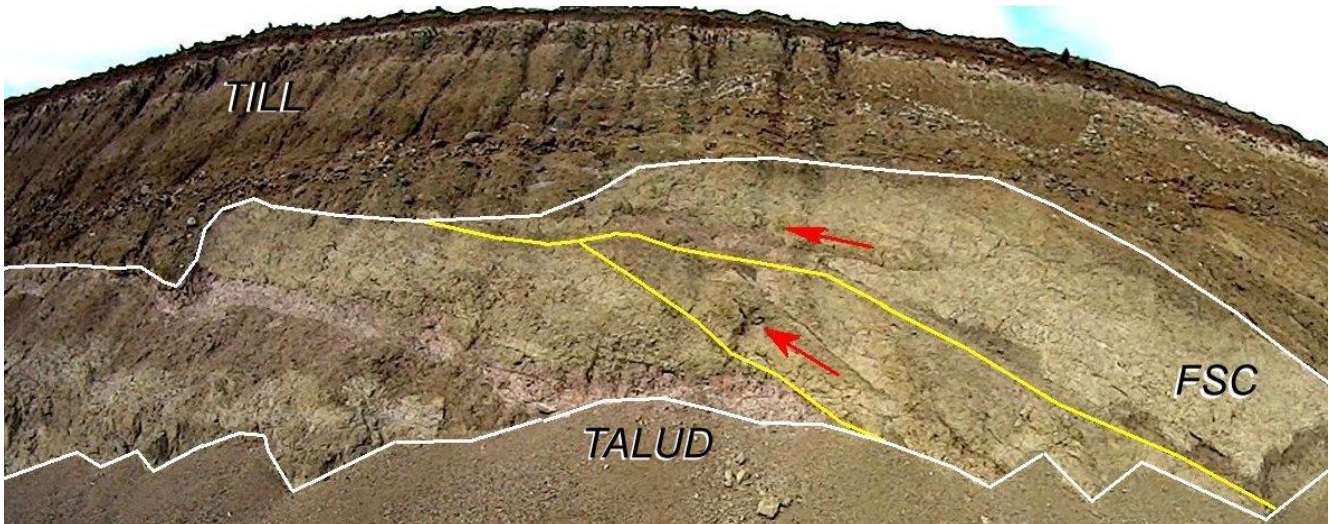


Figura 4-25. Cabalgamientos múltiples (dúplex) en las sedimentitas terciarias (FSC) por deformación glacitectónica. El nivel superior corresponde a un till alojado.

Por otra parte, en la Figura 4-26 se puede reconocer una estructura similar afectando varios bancos de sedimentitas pertenecientes a la Formación Santa Cruz con dos sobrecorrimientos, aunque en éste caso la estructura en su conjunto tienen más de un centenar de metros de desarrollo.



Figura 4-26. Estructuras cabalgantes en las sedimentitas de la Formación Santa Cruz. Sobre esta unidad deformada se extiende un till alojado.

La secuencia de eventos que dio origen a las estructuras y acumulaciones que se observan en el corte de la cresta morénica la Figura 4-25 se detalla a continuación.

Ante el avance del glaciar y cuando todavía el frente del mismo no ha alcanzado la localidad de las sedimentitas terciarias que van a ser deformadas, la transmisión de los esfuerzos comienzan a materializar los corrimientos inferiores que se observan en esquema de la Figura 4-27a, a partir de la generación de planos de despegue situados en profundidad.

Para el caso de la Formación Santa Cruz, la presencia de bancos con granulometría fina y baja permeabilidad (arcillitas, limoarcillitas y tobas), proporciona las condiciones ideales para la generación de las estructuras de falla referidas.

A medida que el frente de hielo se aproxima se genera un incremento progresivo de los esfuerzos, situación que da lugar a la formación de estructuras del tipo dúplex (Figura 4-27b).

Con el arribo del frente del glaciar a la sección que ya desarrolló las estructuras cabalgantes, culmina la deformación y comienza el proceso de erosión del tope de las sedimentitas a medida que el glaciar se desplaza sobre ellas. Paralelamente se deposita sobre la estructura arrasada el till basal (Figura 4-27c).

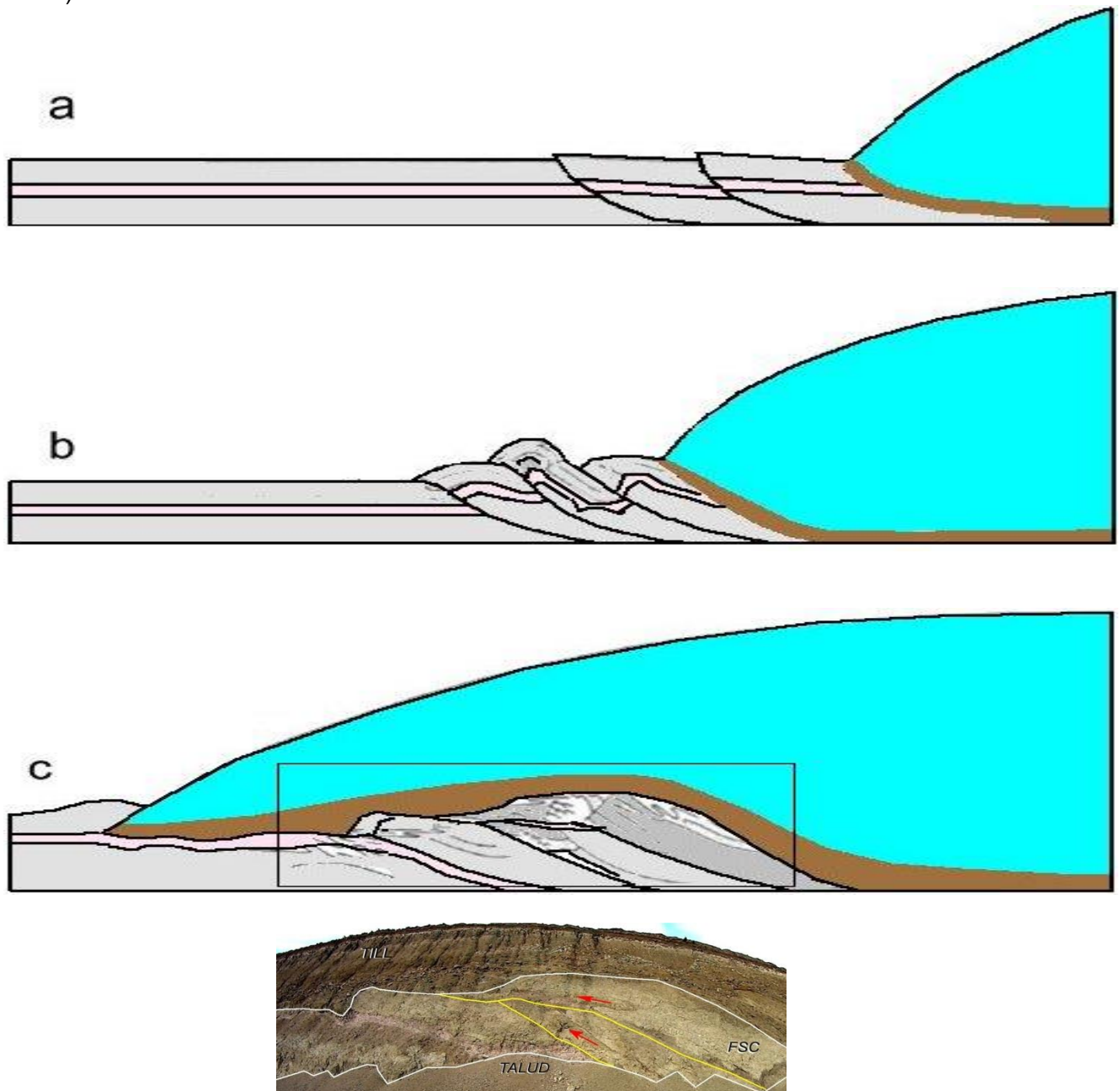


Figura 4-27. La secuencia de eventos que dio origen a las estructuras y acumulaciones que se observan en el corte de la cresta morénica la Figura 4-25. a) Etapa inicial: el fallamiento inverso afecta a las sedimentitas terciarias en el sector proglaciar, b) Etapa intermedia: formación de la estructura dúplex en el sector proglaciar y c) Etapa final: decapitación parcial de los bancos deformados. El recuadro señala la localización de la Figura 4-25.

El proceso descrito da lugar a la formación de una morena particular que se caracteriza por tener un núcleo integrado de rocas falladas y cabalgantes que subyace a una cubierta de till alojado, compacto y con abundancia de granulometrías finas.

4.3.3 Geomorfología

Las morfologías más destacadas a escala regional son sin duda las relacionadas con los eventos glaciogénicos (morenas y glacifluviales) y, por lo tanto, son las que ocupan la mayor parte de la superficie del valle del río Santa Cruz. No se va a tratar en este apartado ya que fueron descritas detalladamente durante el desarrollo que se dio a los sistemas morénicos en el ítem Estratigrafía (ver Punto 4.3.1.2).

Las restantes geoformas observadas son las relacionadas con los procesos fluvial, lacustre, eólico, volcánico y remoción en masa. Todas ellas tienen una amplia representación en las secciones correspondientes a los cierres proyectados, razón por la cual se desarrollarán durante el tratamiento de ese capítulo (ver ítems 3.4.1.2 y 3.4.3.2). Sin embargo, los movimientos de remoción en masa tienen una notable presencia en gran parte del valle, situación que amerita exponerlos a continuación bajo el apartado Peligro Geológico.

4.3.4 Peligro Geológico

El valle del río Santa Cruz se encuentra situado en un medio geológico que se caracteriza por presentar procesos de naturaleza endógena y exógena que exhiben un variable grado de susceptibilidad a la generación de peligros geológicos de distinto tipo.

Entre ellos se mencionan los peligros a la remoción en masa, el sísmico y el volcánico. De todos ellos se destaca el Peligro a la Remoción en Masa como el de mayor relevancia, teniendo en cuenta en éste análisis el área de afectación involucrada cuando tiene ocurrencia, la magnitud que presenta, la susceptibilidad que manifiestan ante variaciones ambientales significativas como ser las derivadas del implante del proyecto hidroeléctrico y su recurrencia, entre otros factores analizados. Las características, localizaciones y tipología relacionadas con cada uno de los peligros geológicos que afectan la comarca del proyecto y sus áreas adyacentes, se detallan a continuación.

4.3.4.1 Remoción en Masa

Como se mencionara precedentemente, se considera el peligro geológico de mayor importancia de los reconocidos. El relevamiento realizado permitió determinar la existencia de claras evidencias morfológicas, estratigráficas y sedimentológicas de éste proceso dinámico sobre áreas de variada escala, los que en algunos casos han ocurrido en forma recurrente y que son indicadoras de varios tipos de desplazamientos gravitacionales como ser: Deslizamiento Rotacional, Deslizamiento compuesto, Avalancha de rocas, Expansión lateral, Caída de Rocas, Flujo denso parcialmente encauzado y Movimiento de remoción en masa complejos.

Si bien han sido identificados en muchas localidades del valle, se puede confirmar que alcanzan su mayor desarrollo sobre el lateral norte. La causa de esta notable asimetría general, en cuanto a inestabilidad de pendientes se refiere, se debe a que sobre esa comarca se localizan extensas coladas lávicas subhorizontales sobreyaciendo secuencias clásticas terciarias, las que configuran condiciones lito-estructurales muy favorables para la generación de estos procesos geomórficos.

Determinar su localización, identificar sus tipológicas precisas, caracterizar los factores internos y externos que condicionan y promueven a estos movimientos gravitacionales, es de importancia crítica ya que son indicadores de la magnitud que tienen los valores de inestabilidad de las pendientes en las que se presentan. Bajo este análisis se debe tener en cuenta que los cambios en el sistema geológico derivados de las intervenciones ingenieriles propias a las obras de los cierres proyectados y las resultantes de la creación de los lagos artificiales, constituyen procesos que en muchos casos incrementarían o promoverían a éste tipo de movimientos de masas de elevada dinámica. Estos temas serán abordados en capítulos subsiguientes en detalle.

A continuación se describen las tipologías reconocidas.

Deslizamiento Rotacional

Constituyen un tipo de movimiento en el cual la masa se desplaza a lo largo de una falla curva y cóncava. Tienen una morfología distintiva en la cual se observa una escarpa principal sobre la zona de arranque y una contrapendiente de menor inclinación correspondiente al techo del bloque deslizado (Figura 4-28).

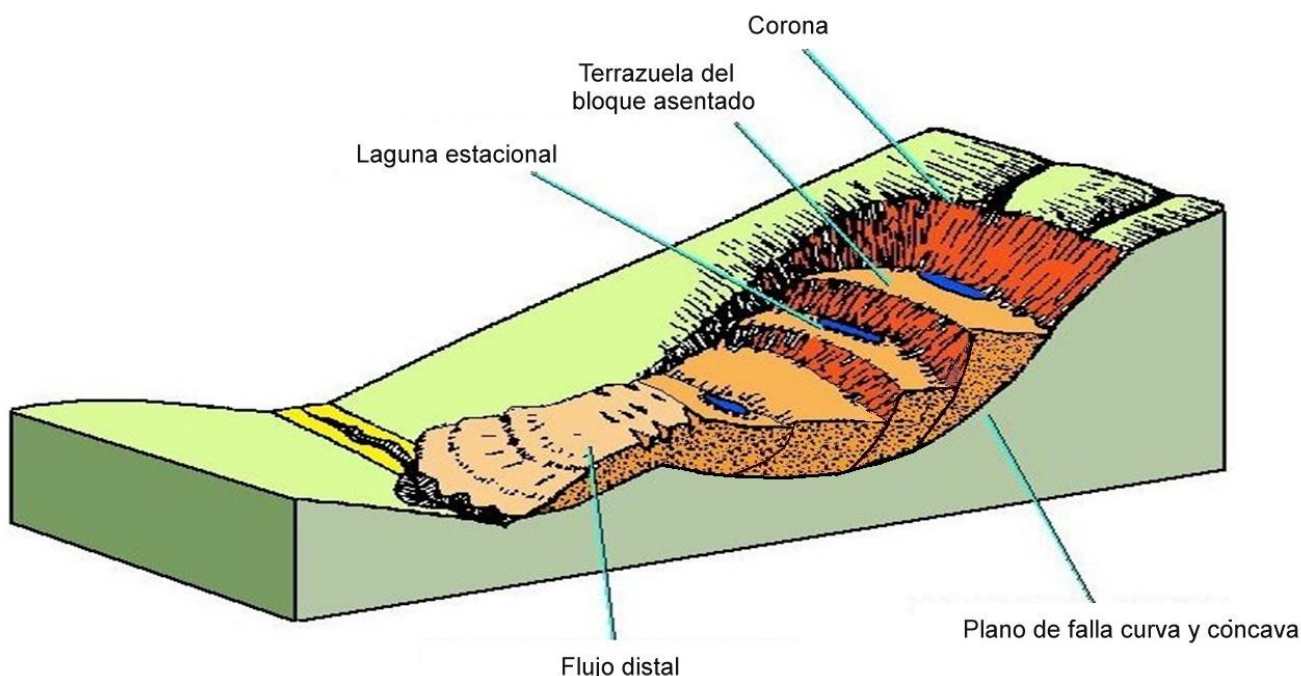


Figura 4-28. Terminología y rasgos morfológicos característicos de un deslizamiento rotacional típico. (Modificado de Varnes 1978)

Los deslizamientos rotacionales dan lugar a un paisaje irregular con un patrón general característico, el que se compone de bloques elongados y angostos que se distribuyen de manera escalonada sobre el lateral del valle en forma paralela al tope de la pendiente, que en la mayoría de los casos corresponde a coladas basálticas (Figura 4-29) y, en menor medida, planicies elevadas subhorizontales coronadas por bancos de conglomerados que en su mayor parte se vinculan con acumulaciones glaciales que fueron depositadas por las distintas glaciaciones que ocurrieron en la comarca relevada, desde el Plioceno y durante el Pleistoceno.



Figura 4-29. Pendiente afectada por deslizamientos rotacionales en la sección del valle del río Santa Cruz situada 70°54'17.85"O y 70°54'17.85"O, aguas arriba del futuro cierre Néstor Kirchner.

En general los bloques se disponen inmediatamente a continuación de los taludes de inclinación vertical o sub vertical labrados en las vulcanitas o en las sedimentitas. También están presentes en los niveles intermedios de la pendiente, aunque en este último sector son de menor tamaño y sus características geomórficas originales se encuentran parcialmente modificadas por la erosión y la probable removilización que han tenido desde su origen.

En la sección intermedia del valle se pueden observar mega-bloques que en las cotas más elevadas tienen dimensiones individuales del orden de los 800 m de longitud y 120 m de ancho, aunque se destaca que en la zona del cierre proyectado de Néstor Kirchner estas extensiones son superadas.

Para los movimientos que tienen lugar en las secuencias volcánico-clásticas, el proceso de inestabilidad y posterior desplazamiento se inicia con la existencia de una fractura que atraviesa a las coladas volcánicas y a las sedimentitas subyacentes. Este plano de debilidad permite que ante un disparador adecuado la fractura se propague a través de la secuencia volcánoclastica hasta la cara libre de la pendiente constituyéndose en un plano de deslizamiento potencial, inicialmente vertical pero curvado progresivamente hacia la zona externa de la misma, definiendo una concavidad hacia arriba. La profundidad que alcanza el referido plano de falla antes de interceptar nuevamente la superficie del terreno, condiciona el espesor que presenta el bloque deslizado.

Asimismo, bajo condiciones ideales el desarrollo del plano de deslizamiento en planta tiende a ser semicircular al entrar y salir del frente de la pendiente vertical o cara libre existente en el tope del valle. Esta característica condiciona el largo de los bloques deslizados y su ancho. En la comarca relevada los bloques deslizados son en general angostos debido a que raramente se presentan fracturas semicirculares pronunciadas. Esto último ocurre así por la influencia que ejercen otras estructuras originales al interactuar entre ellas como ser la disyunción columnar presente en las coladas volcánicas, los planos de estratificación, la dureza variable de las secuencias clásticas, la granulometría de los bancos, los contactos entre formaciones e incluso, el peso que ejercieron los glaciares sobre las vulcanitas que fueron afectadas por ellos y que generaron patrones de fracturación particulares derivados de esos esfuerzos.

En algunos casos el movimiento se aparta del típico deslizamiento rotacional y se genera en su lugar un deslizamiento compuesto donde la superficie de ruptura se desarrolla a lo largo de la intercepción de varias discontinuidades planares que combinan horizontes estratigráficos de las sedimentitas terciarias con diaclasas presentes en las vulcanitas. En estos casos el movimiento se inicia como un deslizamiento rotacional a lo largo de la falla rectora principal situada en el cuerpo de la vulcanita y luego continúa el desplazamiento a lo largo de una superficie de debilidad casi horizontal vinculada a un horizonte estratigráfico o banco plástico que está presente en las sedimentitas terciarias subyacentes.

La existencia de facies distales deformadas en gran parte de los asentamientos rotacionales observados, especialmente en la zona del cierre proyectado Néstor Kirchner, permite sugerir que estas morfologías serian indicadoras de deslizamientos compuestos.

Una vez establecida la fractura cóncava y disparado el movimiento, el bloque se desliza hacia abajo por la superficies de ruptura siguiendo un movimiento rotacional, de tal forma que la superficie original del bloque, ahora definida como terrazuela, presenta después del desplazamiento una inclinación hacia atrás y opuesta a la de la pendiente, morfología que es muy característica y permite separar a este movimiento de una expansión lateral. Para el caso de los mega-bloques analizados, el valor de inclinación de las superficies inicialmente horizontales (antes del movimiento) es en general de aproximadamente 25°.

Los movimientos de éste tipo dan lugar al repliegue de la escarpa superior de la pendiente en forma progresiva, generando cicatrices cóncavas en el frente de la cara libre labrada sobre las vulcanitas y sedimentitas que las subyacen, denominadas corona o cabecera.

Como resultado del deslizamiento, queda entre el bloque movilizado y la escarpa de la falla cóncava una depresión panda cuyos límites son la escarpa de la falla y el borde externo de la terrazuela. Esta cavidad tiene dimensiones variables dependiendo esta situación del largo y ancho del bloque desplazado y del valor de inclinación de la terrazuela. En estas depresiones locales se acumula el agua de las precipitaciones pluviales y la proveniente de la fusión de la nieve, de tal forma que son comunes en ellas la existencia de lagunas de carácter estacional (Figura 4-30).

Es importante destacar que estos cuerpos de agua se localiza invariablemente sobre el plano de falla curvo que posibilito el deslizamiento rotacional, por lo tanto el agua contenida en la laguna puede drenar a lo largo de la referida falla y aflorar como manantiales en posiciones más bajas de la pendiente, específicamente en el sitio donde la falla curva la intercepta. Estas características son de importancia crítica debido a que configuran un nuevo componente que tiende a la inestabilidad de la pendiente. En éste caso se trata de un incremento de la presión poral, según magnitudes muy superiores a las que existían antes del movimiento, y que constituye un factor interno que promueve el corte y caída de la pendiente. En este sentido, la presión poral no solamente se incrementa por la existencia de las lagunas temporales sino además porque los bloques aumentan la rugosidad original de la pendiente, característica que retarda el desplazamiento del agua sobre ella, ampliando el tiempo de residencia de la escorrentía superficial y por lo tanto aumentando la tasa de percolación del agua en el subsuelo.



Figura 4-30. Laguna estacional situada entre bloques asentados. Hacia la izquierda de la escena se reconoce el cauce del río Santa Cruz.

Otro factor que contribuye a una mayor percolación y por lo tanto a un nuevo incremento de la presión poral que se suma a los anteriores, es el grado de fragmentación final que tienen los bloques luego del movimiento ya que un grado de elevado incrementara el ingreso al subsuelo de la escorrentía superficial y por lo tanto aumentara en un valor extra la presión poral.

Por ejemplo, después de desplazarse, si bien cada bloque lo hace como un todo a lo largo del plano de deslizamiento, los componentes litológicos que lo conforman se desagregan parcialmente de tal forma que pierden parte de la coherencia que tenían en la etapa previa al movimiento. El grado de fragmentación que presenta cada bloque deslizado va a depender de una serie de particularidades entre las que se destacan, el sistema de diaclasamiento propio de sus componentes litológicos, su longitud, ancho, grado de cementación de las rocas que lo componen, espesor del banco de conglomerados o vulcanita que corona la secuencia clástica subyacente y magnitud del recorrido del desplazamiento, entre otras características.

En la comarca analizada, los bloques de mayor tamaño son los que presentan una mayor continuidad y en general estos parámetros están vinculados con un mayor espesor de las coladas basálticas. Por el contrario, los bloques coronados por espesores reducidos de vulcanitas o por bancos de conglomerados tienen una elevada fragmentación (Figura 4-31). En estos casos es sumamente dificultoso separar este tipo de morfología de otras asociadas con movimientos del tipo avalanchas de rocas.



Figura 4-31. Terrazuelas volcánicas severamente fragmentadas, desarrolladas en bloque deslizados aguas arriba del proyecto de cierre Néstor Kirchner.

También interesa determinar cuál es el grado fragmentación que tienen los bloques desplazados porque ésta particularidad condiciona la evolución posterior que van a tener las áreas afectadas por deslizamientos rotacionales ya que ante un mayor fraccionamiento, el siguiente movimiento de remoción en masa promovido por la elevación progresiva de la presión poral, tendera a ser del tipo avalancha de rocas o flujo de variable densidad.

Estas situaciones donde anteriores asentamiento rotacionales se removilizaron como flujos de diversa tipología han sido reconocidos en la mayor parte del valle, especialmente en varias secciones de la margen izquierda, especialmente en la zona del proyectado cierre de Néstor Kirchner.

Como conclusión del análisis realizado, se destaca que si bien luego de los deslizamientos rotacionales la pendiente adquiere un ángulo de inclinación más tendido y por lo tanto se podría evaluar que su estabilidad mejoró, otros factores que tiende a la inestabilidad y promueven nuevos desplazamientos han aparecido. De esta forma la pendiente tendrá una nueva generación de movimientos de remoción en masa con el agravante que serán de mayor peligrosidad que los primarios, al involucrar velocidades y magnitudes superiores a ellos.

Teniendo en cuenta la magnitud de los volúmenes de roca que están comprometidos en los deslizamientos rotacionales identificados, se considera como un dato relevante conocer cuál es la velocidad del desplazamiento que pueden tener los bloques.

De acuerdo a la clasificación de Varnes (1978) y Cruden y Varnes (1996), las velocidades de desplazamiento para deslizamientos rotacionales típicos van desde muy lentas (1,5 m/año) a rápidas (2 a 9 m/hora). Estos valores deben considerarse como aproximados y orientativos ya que la real velocidad que podrían tener los bloques analizados solo puede calcularse con precisión a partir de estudios específicos sobre este tema.

Para el caso de los deslizamientos que se han interpretado como compuestos, debe aclararse que en estos casos las velocidades de traslado debieron haber sido mayores a las que Varnes (1978) indica para deslizamientos rotacionales representativos.

Los deslizamientos rotacionales identificados han tenido lugar debido a que la resistencia al corte en el macizo rocoso fue superada por las fuerzas que generan la ruptura. Esta situación ocurre cuando los factores internos y externos que conducen a la caída superan la magnitud de los factores que la resisten. Por lo tanto resulta de importancia crítica identificarlos para luego poder evaluar en qué medida las modificaciones antropogénicas derivadas del emprendimiento hidroeléctrico proyectado pueden modificarlos.

Entre los factores externos de origen natural que contribuyen a incrementar el stress (fuerzas promotoras del corte y la caída) y que están presentes en las pendientes analizadas, se destacan los siguientes:

- a) Remoción del apoyo lateral o subyacente por corte de pie de pendiente.

El proceso de glaciario que tuvo lugar durante el Pleistoceno en el valle del río Santa Cruz, excavo en reiteradas ocasiones artesas de laterales empinados. Con posterioridad al retroceso de los glaciares, éstas pendientes quedaron parcialmente desestabilizadas por la pérdida del apoyo lateral. A ésta situación se sumó la acción del proceso fluvial interglacial y postglacial que profundizó aún más el valle, incrementando así la inestabilidad de sus pendientes. Asimismo, durante los periodos glaciarios, las secciones del valle en las cuales se extendían las planicie glacifluviales presentaban una elevada erosión marginal por planación lateral, la que inducía la caída de las pendientes en forma generalizada.

Actualmente, el desplazamiento lateral progresivo del curso fluvial del río Santa Cruz, a partir del desarrollo de un hábito sinuoso con fuerte inestabilidad de borde de canal y la divagación súbita por abandono de cauce que muestra en varia secciones, da lugar a cortes en el pie de la pendiente que facilitan movimientos de remoción en masa. Esta situación se puede observar claramente en las zonas de los dos cierres proyectados, especialmente en el correspondiente a Néstor Kirchner. En este sitio el río despliega dos pendientes de corte en dirección Norte y una en dirección Sur. Se destaca además que de acuerdo con la posición que tiene la terraza inferior del río Santa Cruz, la curva que describía este curso fluvial en el pasado cercano era más extensa que la actual y por lo tanto debió ejercer un efecto erosivo muy intenso al pie de la pendiente Norte. Esta situación configuró una de las causas principales del empinamiento de esa margen y su posterior evolución a pendientes más tendidas a partir de la generación de movimientos de remoción en masa.

b) Incremento de peso sobre la pendiente

En pendientes que no han tenido movimientos de remoción en masa pero que presentan condiciones geológicas que permiten calificarlas como potencialmente inestables, variaciones significativas de alguno de sus parámetros puede dar lugar a la generación del corte y posterior caída de la misma. Un factor desestabilizante que actúa como disparador efectivo es el incremento de peso sobre ella, el que puede aumentar estacionalmente a partir de la acumulación de nieve o precipitación pluvial intensa, o en forma súbita por el ingreso de materiales clásticos desde los niveles superiores a favor de movimientos de remoción en masa.

c) Variaciones climáticas de mediano y largo plazo

La observación de movimientos de remoción en masa presentes en el valle del río Santa Cruz permite constatar que presentan distinto grado de antigüedad. Los relacionados con las coladas basálticas exhiben geoformas muy recientes, a diferencia de los que están situados exclusivamente sobre las sedimentitas terciarias coronadas por bancos de gravas glaciales. Estos últimos muestran un antigüedad tan importante que en algunos casos se han labrado sobre ellos pedimentos de flanco, de tal forma que solamente pueden ser identificados a partir de la existencia de la corona superior o de afloramientos locales.

Es probable que en estos casos los movimientos de remoción en masa tuvieran una frecuencia mayor en el pasado geológico reciente, bajo condiciones climáticas probablemente más húmedas que las actuales.

Por otra parte, entre los factores internos que contribuyen a incrementar la inestabilidad y posterior caída de las pendientes analizadas, se destacan los siguientes:

a) Bajo grado de cohesión interna por baja cementación de las sedimentitas

Se debe a la mínima diagénesis que poseen las sedimentitas pertenecientes a las formaciones del "Patagoniense" - Estancia 25 de Mayo y Santa Cruz y al comportamiento plástico que llegan a tener algunos bancos que forman parte de estas secuencias clásticas.

b) Bajo grado de cohesión por incremento de la presión interna o presión poral

Si bien en la comarca relevada la tasa de precipitación anual es muy baja, existen en ella una serie de condicionantes geológicos que favorecen localmente la existencia de acuíferos, los que bajo ciertas condiciones dan lugar a presiones porales elevadas que facilitan la generación de movimientos de remoción en masa.

Por ejemplo, las coladas basálticas que cubren una parte importante del alto valle del río Santa Cruz, especialmente su margen norte, tienen una densa fracturación relacionada con disyunción columnar. Estas estructuras se manifiestan como diaclasas abiertas que cortan verticalmente a la unidad volcánica. El agua proveniente de las precipitaciones pluviales y la relacionada con la fusión de nieve, mantiene tiempos de residencia prolongados sobre sus superficies debido a que por su horizontalidad y relativa juventud no presentan sistemas fluviales eficientes que drenen el agua que se acumula sobre ellas. De esta forma, la mayor parte del agua que no es evaporada percola a lo largo de las fracturas y llega hasta las unidades clásticas de las formaciones subyacentes.

Debido a que gran parte de las coladas se desplazaron sobre antiguas terrazas cubiertas de gravas y arenas permeables apoyadas sobre las sedimentitas terciarias, si estas últimas son impermeables pasan a comportarse como un basamento hidrogeológico local y por lo tanto el agua se comienza a desplazar lateralmente en el cuerpo de las gravas. Para el caso de las coladas que se encauzaron en cañadones labrados en los niveles de terrazas más elevados, el agua se traslada subterráneamente en el contacto entre el piso del cañadón y la base de la colada encauzada haciéndolo hacia el río Santa Cruz. Por su parte, para el caso de las coladas que cubrieron las terraza glaciales que bordean a éste curso fluvial (por ejemplo la Terraza San Fernando) ocurre la situación descrita precedentemente y finalmente aflora como manantiales en la pendiente del valle, en el contacto entre las vulcanitas-gravas y las sedimentitas (Figura 4-32).



Figura 4-32. Freático aflorando como manantiales (flechas celestes) en el contacto entre las gravas situadas en la base de los Basalto Cóndor Cliff y el techo de las sedimentitas terciarias. Margen norte del valle, a 6,5 km aguas arriba del proyecto de cierre Néstor Kirchner.

También puede ocurrir que las sedimentitas subyacentes a las coladas basálticas o gravas presenten elevada permeabilidad, situación que ocurre en muchas localidades ya que gran parte de estos depósitos clásticos son arenas de baja o ausente cementación y diagénesis. Bajo estas condiciones el agua continúa desplazándose hacia los niveles inferiores, atravesando a las sedimentitas terciarias hasta que se interpone un banco impermeable. Al respecto se destaca que en la Formación Santa Cruz se interestratifican bancos con disímil permeabilidad y granulometría situación que da lugar a varios niveles de freáticos y acuíferos libres situados a diferentes profundidades de esta unidad.

De esta forma, los acuíferos situados en los niveles estratigráficos que están varios metros por debajo del contacto con las vulcanitas, mantiene niveles de presión poral elevados, los que en muchos casos promueven activamente la generación de movimientos de remoción en masa del tipo asentamiento rotacional y, especialmente deslizamiento complejo y expansión lateral. Asimismo, debe tenerse en cuenta que la emergencia del agua sobre las pendientes es común que vaya acompañada de procesos de turbación, factor que también contribuye a desmejorar la estabilidad de la misma y promueve su corte y posterior caída. Al respecto se señala que sobre la margen sur del valle, en áreas donde no están presentes las vulcanitas, existen un elevado número de formas relacionadas con movimientos de remoción en masa que probablemente hayan sido promovidos por niveles freáticos que se localizan a diferentes profundidades. Por ejemplo, en la Figura 4-33 se pueden reconocer la corona o cicatriz de una serie de movimientos de éste tipo (pantalla color pardo) al pie de la cual se desarrollan geoformas de remoción en masa poco definidas por su antigüedad (pantalla verde).

En el ámbito de las geoformas referidas afloran tres manantiales que se sitúan a una profundidad de 37 m., 166 m. y 211 m. respectivamente por debajo de la Pampa Alta (pantalla amarilla). Esta superficie corresponde a una antigua planicie glacifluvial de gravas y arenas con espesores del orden de los 8 m, que apoya según un contacto discordante sobre el techo de las sedimentitas de la Formación Santa Cruz. La misma constituye la zona de recarga de los referidos acuíferos.

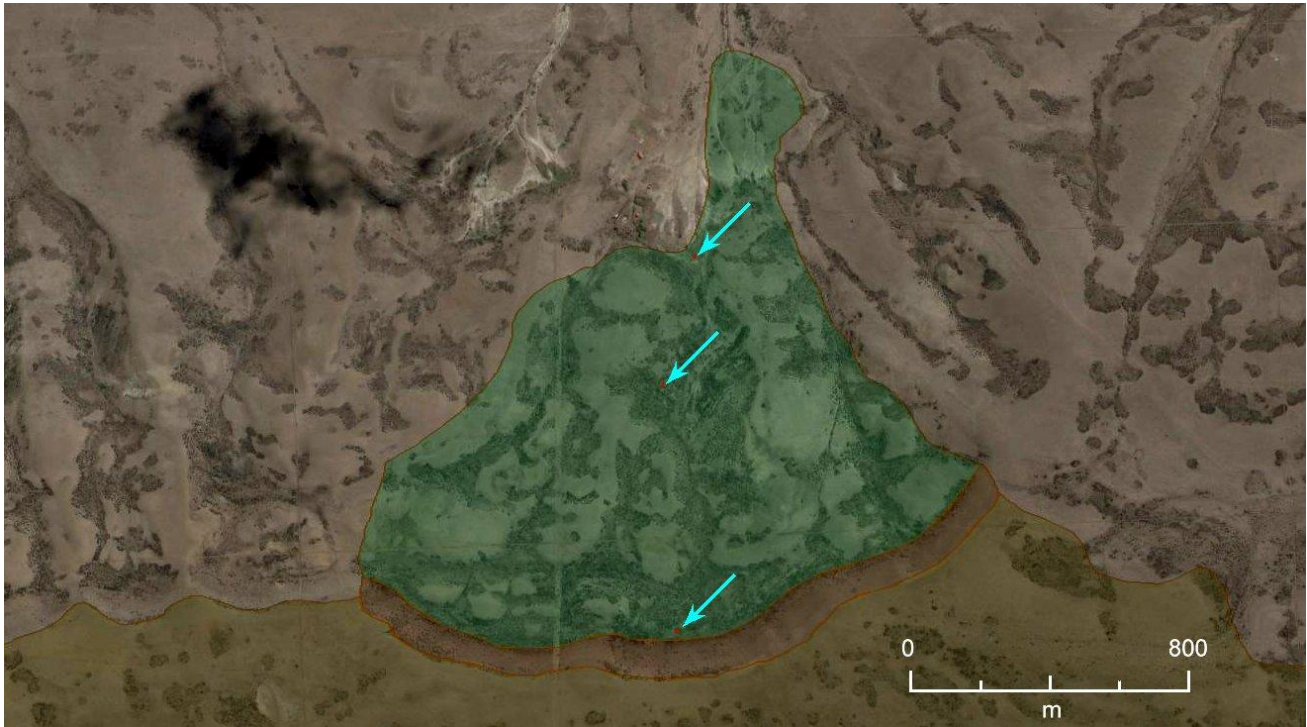


Figura 4-33. Movimientos de remoción en masa (pantalla verde) en el cuerpo de las sedimentitas terciarias localizadas en la margen sur del valle del río Santa Cruz y su relación con afloramientos de acuíferos (flechas celestes). La pantalla amarilla corresponde a la planicie glacifluvial de la primera glaciación pedemontana y la pantalla marrón corresponde a la corona o cicatriz de los movimientos de masa ocurridos.

c) Existencia de potenciales planos de deslizamiento

Se destaca en este caso la presencia de las fracturas verticales que afectan a las vulcanitas y que contribuyen a la generación temprana de las fallas cóncavas sobre las que tienen lugar los deslizamientos rotacionales, y los horizontes y bancos pertenecientes a las sedimentitas terciarias que se comportan como planos de deslizamiento conjugados.

Expansión Lateral

También conocido con el nombre de Propagación Lateral, es un movimiento de masas en el cual el desplazamiento tiene lugar, en su mayor parte, a partir de la deformación interna de los materiales situados en el subsuelo de la zona transportada. En la comarca investigada fueron reconocidos dos tipos, diferenciados por las velocidades de desplazamiento que pueden alcanzar (Figura 4-34 y Figura 4-35). Estos movimientos de masas tienen lugar cuando rocas coherentes y tenaces situadas en los niveles superiores sobreyacen a sedimentos factibles de tener comportamientos plásticos o puedan sufrir licuefacción.

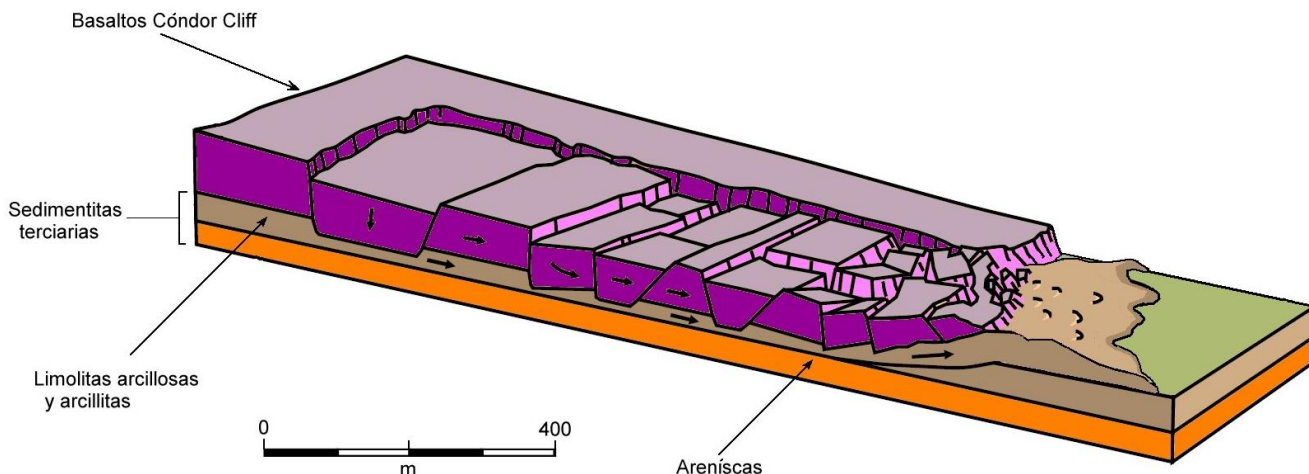


Figura 4-34. Esquema del primer tipo de Expansión lateral desarrollada en el valle del río Santa Cruz. El diagrama es una modificación del indicado por Varnes (1978) para expansiones laterales rápidas.

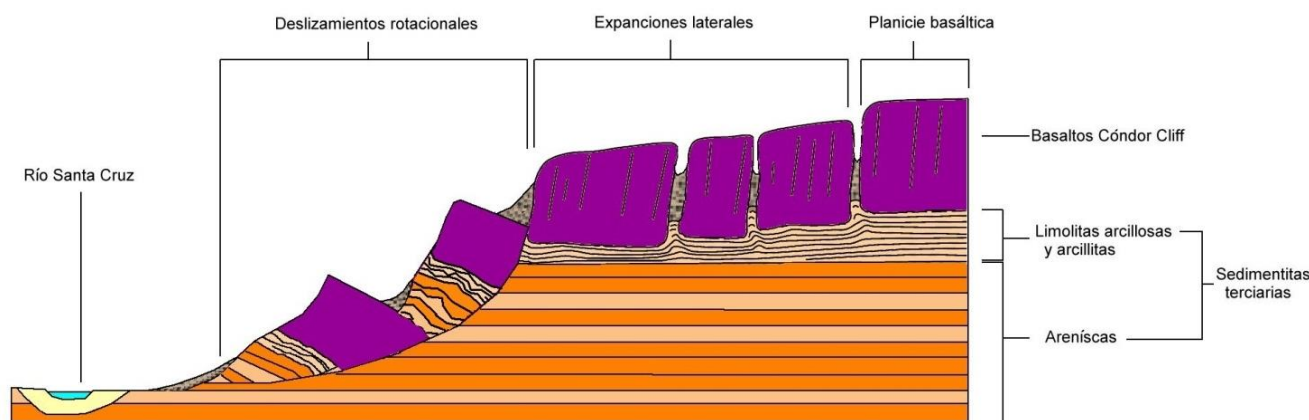


Figura 4-35. Esquema del segundo tipo de Expansión lateral desarrollada en el valle del río Santa Cruz para desplazamientos lentos en combinación con deslizamientos rotacionales.

Morfológicamente tiene remarcables diferencias si se lo compara con un deslizamiento rotacional ya que en una expansión lateral el bloque en movimiento se traslada lateralmente y hacia abajo, de tal forma que la terrazuela permanece en la posición horizontal o inclina en la misma dirección de la pendiente, aunque con un valor menor (Figura 4-35). Eventualmente, en algún caso particular y cuando se trata de movimientos de remoción en masa complejos, la terrazuela podría llegar a inclinar en dirección opuesta a la pendiente tal como ocurre en deslizamientos rotacionales. Sin embargo, en una expansión lateral, y a diferencia de lo que ocurre en un deslizamiento rotacional, la espalda del bloque desplazado en la mayoría de los casos queda expuesta y separada de la escarpa principal.

Se ha podido comprobar que se trata de un tipo de movimiento de elevado despliegue en la comarca relevada. Ejemplos de movimientos de masas de esta tipología están presentes en ambos laterales del valle, alguno de ellos situados en las cercanías de la futura zona de obras del proyecto hidroeléctrico. Por ejemplo, en la margen norte se los reconoce aguas arriba del cierre Néstor Kirchner (Figura 4-36) en al ámbito de las vulcanitas, mientras que en la margen sur se observa un movimiento de éste tipo inmediatamente aguas abajo del referido cierre (Figura 4-37).

La expansión lateral situada en el área volcánica norte del valle corresponde a un bloque de 50 m de largo constituido por varias coladas basálticas superpuestas que se desplazó aproximadamente 30 m en forma lateral al tiempo que descendió y se inclinó hacia el eje del valle dejando expuesta su espalda. Presenta las características típicas de una expansión lateral aunque en este caso las acumulaciones subyacentes correspondientes a las sedimentitas terciarias deformadas no se observan debido a la cubierta de bloques basálticos.



Figura 4-36. Expansión lateral situada en la margen izquierda del valle del río Santa Cruz. A la izquierda se levanta la escarpa volcánica esculpida sobre los basaltos de la Formación Cóndor Cliff. A la derecha se observa un bloque que se desplazó lateralmente al tiempo que descendió y se inclinó hacia adelante dejando expuesta su espalda.

Por otra parte, la expansión lateral localizada en la margen sur tiene un desarrollo más importante ya que el bloque desplazado alcanza una longitud de 300 m y un ancho de 30 m. (Figura 4-37).

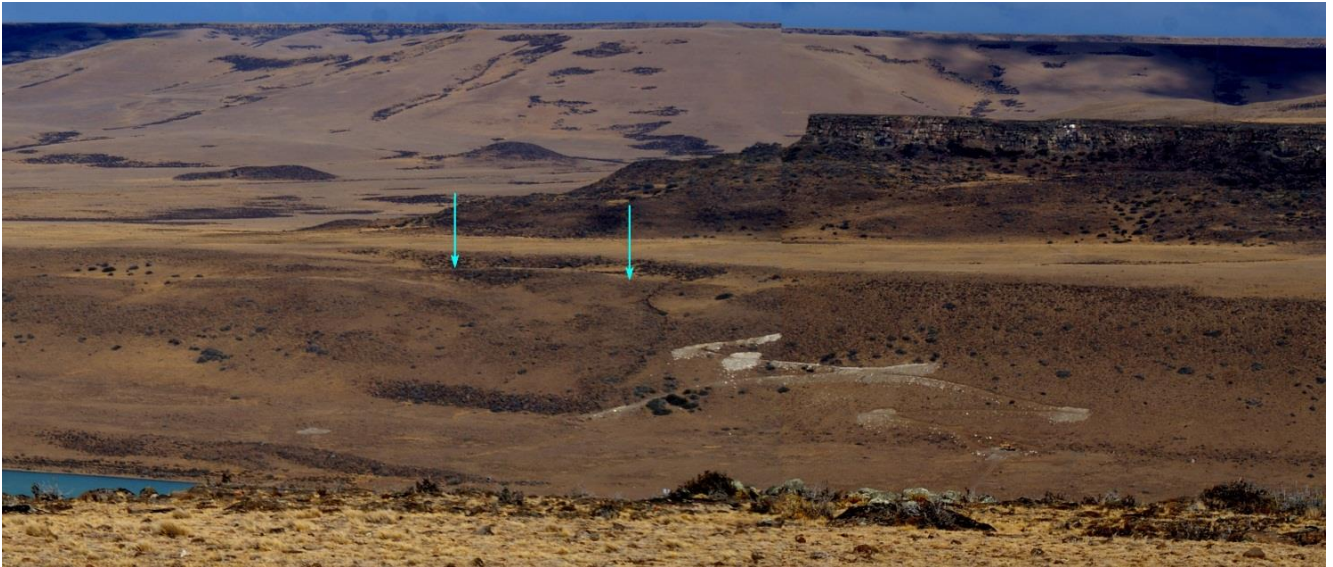


Figura 4-37. Expansión Lateral (señalada con flechas celestes) sobre la margen sur del valle del río Santa Cruz, inmediatamente aguas abajo del proyecto de cierre Néstor Kirchner. A la derecha se observan las locaciones y caminos vinculados con los nuevos sondeos programados.

Como en el caso de los deslizamientos rotacionales, en las expansiones laterales el bloque trasladado permanece inicialmente coherente, especialmente el banco superior de mayor rigidez y dureza (Coladas basálticas de la Formación Cóndor Cliff). Sin embargo, contrariamente a lo que ocurre con los deslizamientos rotacionales, el desplazamiento en este caso está relacionado con la pérdida de resistencia de la litología subyacente, la que puede fluir o deformarse bajo el peso del bloque rígido superior que se desplaza. De esta forma, si la magnitud del desplazamiento horizontal es importante, el bloque rígido superior comienza a fracturarse fragmentándose en componentes cada vez menores hasta presentar un aspecto anárquico, como se observa en el primer plano de la Figura 4-35. La mecánica de este movimiento de masas implica que los bancos subyacentes al bloque rígido pasan a tener un comportamiento fluido

En todas las geoformas de este tipo observadas en la comarca estudiada, las litologías subyacentes a las coladas basálticas y susceptibles de ser deformadas por el peso de éstas corresponden a las sedimentitas de la formación Santa Cruz, específicamente son los bancos de limonitas arcillosas y arcillitas con comportamientos plásticos. Eventualmente podrían participar en el proceso las sedimentitas marinas de la Formación Estancia 25 de Mayo en sitios donde estas unidades clásticas afloran sobre la pendiente.

Con respecto a las velocidades que pueden alcanzar los bloques desplazados por expansiones laterales en medios rocosos, Varnes (1978), indica valores de traslado que van desde lentos (1,5 metros por mes) a rápidos (18-20 metros por hora) e incluso muy rápidos (3 metros por minuto) dependiendo la variación de velocidad de las características granulométricas y tenacidad de los bancos subyacentes. Por lo tanto, será más rápido el desplazamiento de los bloques en aquellas zonas donde las arcillas plásticas son los constituyentes principales de los bancos basales. Asimismo, desplazamientos más veloces que los indicados podrían darse por la licuefacción de los sedimentos subyacentes o mediante la extrusión masiva hacia fuera de la pendiente de arcillas plásticas humedecidas.

Tal como se describió para el caso de deslizamientos rotacionales, las expansiones laterales identificadas también han tenido lugar debido a que la resistencia al corte en el macizo rocoso fue superada por las fuerzas que generan la ruptura. Con pocas variaciones, los factores externos e internos que actuaron para la generación de este tipo de movimientos son similares a los que ya se describieron para deslizamientos rotacionales.

Entre los factores externos se destacan los siguientes:

- Remoción del apoyo lateral o subyacente por corte de pie de pendiente
- Stress transitorio por onda sísmica
- Sobre peso sobre la pendiente

Asimismo, entre los factores internos se mencionan los siguientes:

- Bajo grado de cohesión interna por baja cimentación de las sedimentitas
- Bajo grado de cohesión interna por incremento de la presión interna o presión poral
- Plasticidad de algunos bancos de sedimentitas, especialmente las relacionadas con la Formación Santa Cruz que es la que aflora mayoritariamente en la comarca relevada
- Existencia de potenciales planos y bancos de deslizamiento

Avalancha de Rocas

Es un movimiento de masas del tipo flujo no canalizado compuesto de rocas e incluso detritos, saturados o parcialmente saturados (Figura 4-38). En el valle del río Santa Cruz se localizan a partir de su sección media, desarrollando la mayor expresión en los niveles inferiores de la margen norte, especialmente en la zona del futuro cierre Néstor Kirchner.

A diferencia de lo que ocurre con los deslizamientos descritos precedentemente, el material en movimiento no se mantiene coherente sino que se deforma trasladándose como un fluido. Tampoco se reconoce una superficie de deslizamiento sobre la cual el material se desplaza.

Se puede establecer una distinción general según dos subtipos basada en la naturaleza litológica y granulométrica de sus componentes líticos. Por ejemplo, los Flujos locales con mayor desarrollo elongado y poco espesor se componen con las fracciones clásticas ya desagregados provenientes de las formaciones Santa Cruz y Estancia 25 de Mayo, con menos participación de vulcanitas y gravas glaciafluviales. En cambio, las avalanchas de rocas con un desarrollo lateral mayor y espesores importantes, exhiben una dominante participación de bloques de basaltos.

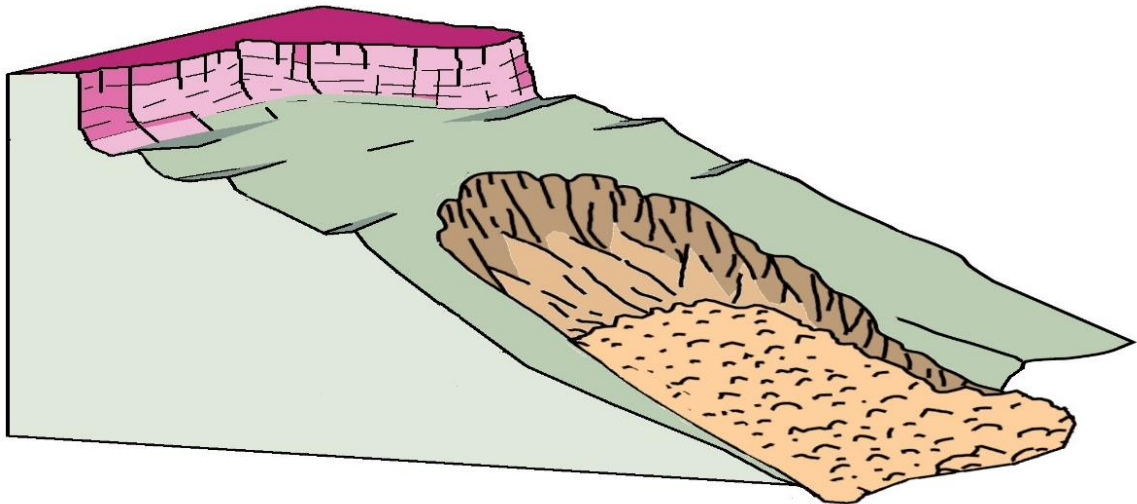


Figura 4-38 Avalancha de rocas

Con respecto a las velocidades que pueden alcanzar estos tipos de flujo, Varnes (1978), indica valores que van desde rápidos (18-20 metros por hora) a extremadamente rápidos (3 metros por segundo).

Teniendo en cuenta las características granulométricas de los componentes líticos que se relacionan con los movimientos de este tipo detectados en la margen izquierda, y la inclinación de la pendiente sobre las que se desplazaron, pueden considerarse como más probables velocidades intermedias a las referidas.

Para algunos casos queda por definir si los flujos identificados constituyen una fase distal fluida de un deslizamiento rotacional, deslizamiento compuesto o expansión lateral, o se originaron a partir de una removilización posterior de bloques previamente deslizados y muy fragmentados, bajo los mecanismos dinámicos de un flujo denso. En el primer caso se trataría de un acontecimiento sincrónico con el deslizamiento, mientras que en el segundo caso se trataría de una removilización de bloques previamente deslizados, separados ambos sucesos por un intervalo de tiempo de duración mayor.

Flujo Denso parcialmente encauzado

El de mayor relevancia se sitúa en la margen norte del valle, a aproximadamente 34 km aguas arriba del cierre Néstor Kirchner. Constituye un mega desplazamiento de masas de elevada complejidad ya que en su generación participaron varios tipos de movimientos (Figura 4-39).

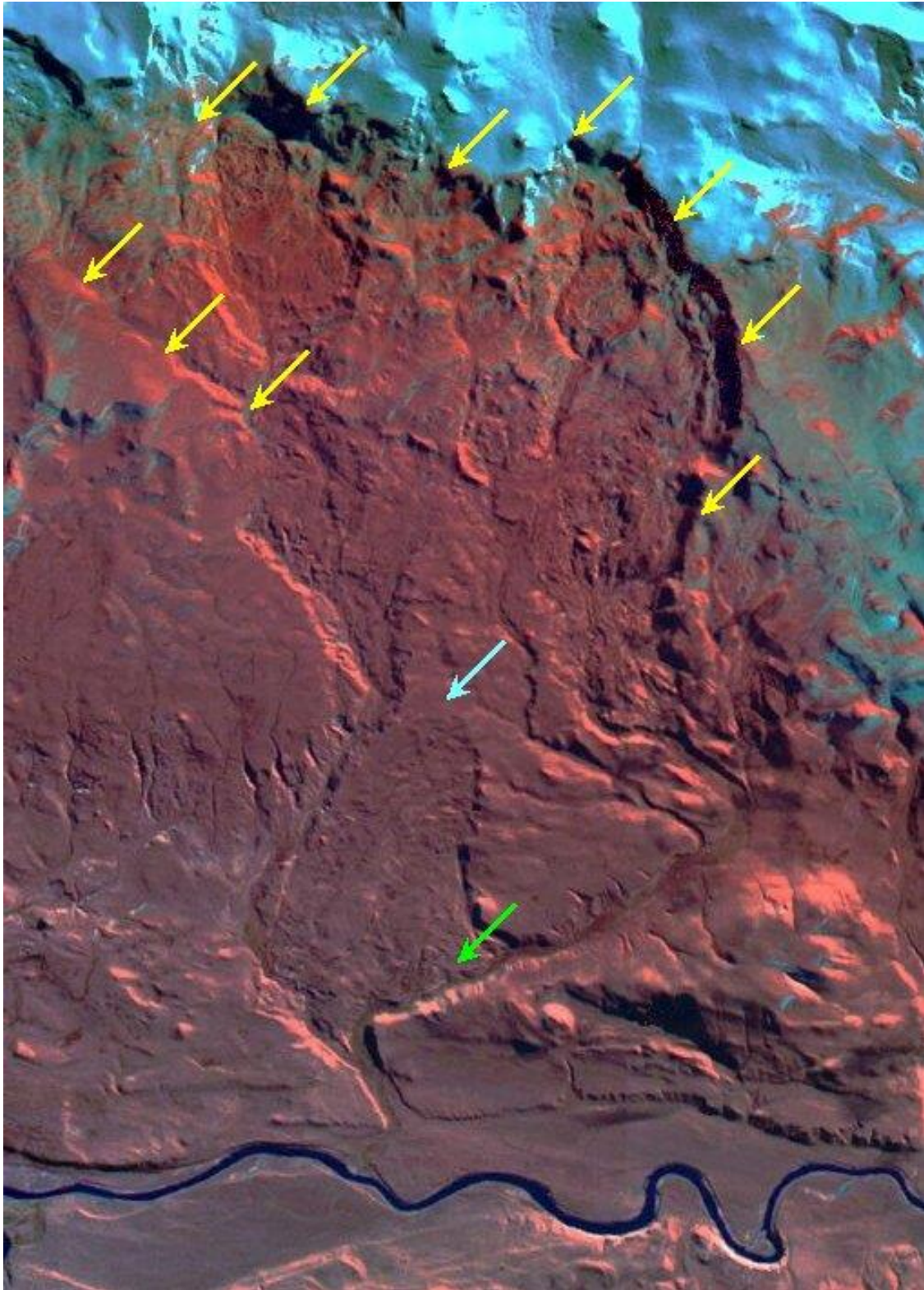


Figura 4-39. Mega movimiento de remoción en masa complejo que culminó como un flujo denso parcialmente encauzado. Las flechas amarillas señalan la extensa cicatriz superior, a celeste el sector de encauzamiento y la verde la zona de expansión distal.

Por ejemplo, la zona superior de arranque, localizada en el tope de la planicie superior cubierta de basaltos, forma un extenso semicírculo de aproximadamente 30 km de longitud que se formó a partir de múltiples deslizamientos rotacionales, deslizamientos compuestos y expansiones laterales. Todas estas morfologías se sitúan en una faja inmediata a la extendida corona, aunque gradan rápidamente a una avalancha de rocas que hacia la sección media se encauza parcialmente para culminar en una expansión distal se detuvo a 2 km al norte del actual curso fluvial del río Santa Cruz. Este último acontecimiento se debió a la existencia de una dorsal que impidió la continuación de su desplazamiento, situación que le imprimió al flujo una forma distal espatulada. De todas formas, parte del material fluyo a lo largo de un corto angostamiento hasta que finalmente se detuvo.

La sección correspondiente al flujo parcialmente encauzado tiene una superficie de textura gruesa, muy irregular, caracterizada por elevaciones y depresiones (Figura 4-40).



Figura 4-40. Borde oriental de la sección espatulada del flujo denso parcialmente encauzado.

Internamente se compone de arenas y limos pertenecientes a las sedimentitas terciarias, gravas y bloques polimícticos redondeados a subredondeados provenientes de las gravas glacifluviales y acumulaciones morénicas removidas, y bloques angulosos y subredondeados de vulcanitas de composición basáltica.

Una observación de los sectores del valle localizados hacia el oeste y este del mega movimiento de masas permite apreciar que otros eventos similares tuvieron lugar a lo largo de 55 km en forma ininterrumpida (Figura 4-41).

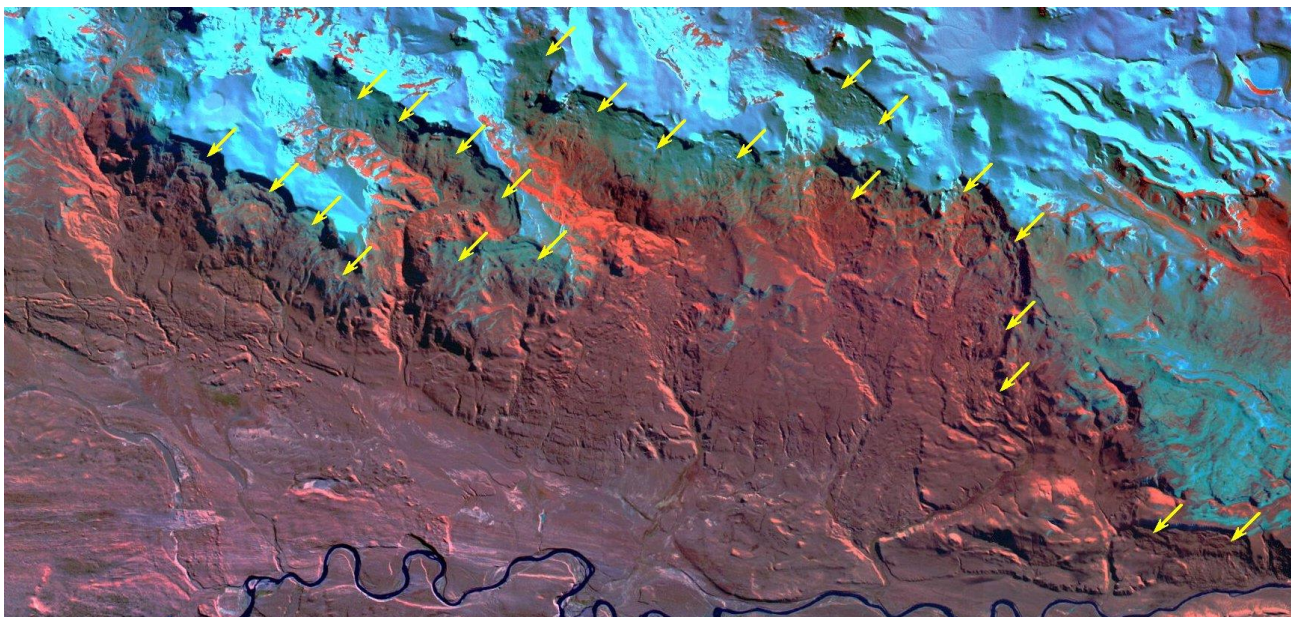


Figura 4-41. Sección del lateral norte del río Santa Cruz severamente afectada por movimientos de remoción en masa. Las flechas amarillas señalan sus localizaciones

Caída de Rocas

Varnes (1978) define a la caída de rocas como el movimiento de una masa en la cual uno o varios bloques se desprenden de una ladera empinada. En su movimiento el material se desplaza en forma aérea pudiendo efectuar golpes, rebotes y rodamiento hasta detenerse. No se trata de un movimiento masivo y por lo tanto no se presentan interacciones entre fragmentos individuales (Figura 4-42).

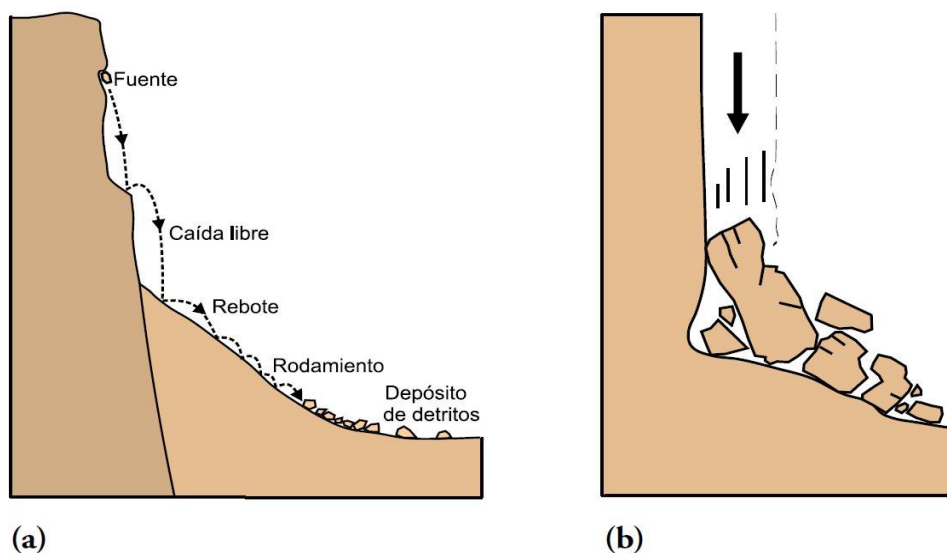


Figura 4-42. En (a) se representa una caída de rocas y su posterior movimiento sobre el piso. En (b) se ilustra un colapso

Este tipo de movimiento tiene una presencia importante en la mayoría de las escarpas volcánicas que se localizan especialmente en la margen norte del valle de río Santa Cruz. En estos afloramientos el desprendimiento de los bloques de dimensiones métricas se ve favorecido por los sistemas de diaclasamiento que presentan las coladas basálticas.

El resultado final de este proceso es una acumulación de bloques que en su conjunto dan lugar a un talud al pie de la escarpa volcánica (Figura 4-43).

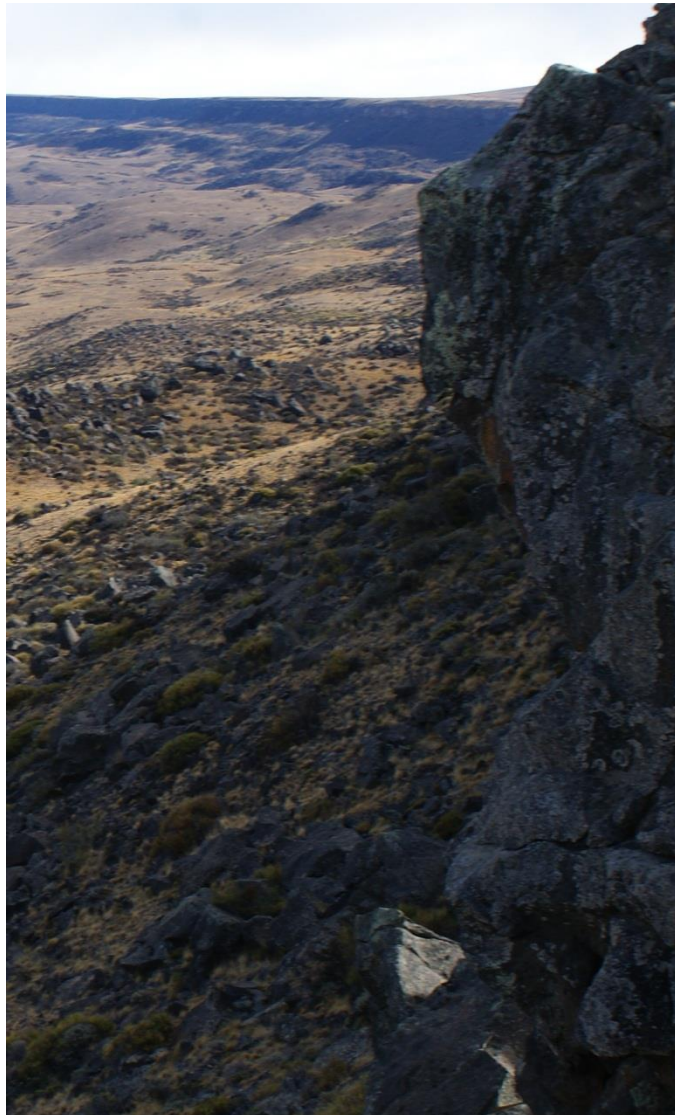


Figura 4-43. Bloques caídos desde la cara libre labrada sobre los Basaltos Cóndor Cliff.

Se trata de un movimiento extremadamente rápido, del orden de 5 m/s, aunque puede alcanzar velocidades mayores de hasta 100 m/s.

4.3.4.2 Peligro Sísmico

La comarca investigada del valle del río Santa Cruz, de acuerdo con la información provista por el INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica) se localiza en la Zona 0, que corresponde a una Peligrosidad Sísmica Muy Reducida, con una aceleración máxima del suelo de 0,04 g.

Teniendo en cuenta esta información, la intensidad máxima más probable de ocurrir un sismo en 100 años es de una magnitud de aproximadamente VI o menor, según la escala de XII grados de intensidades de Mercalli.

Sin embargo debe tenerse en cuenta que no se trata de un dato preciso ya que la estación sísmológica más cercana de la red Nacional del IMPRES se sitúa a 560 km al sur, en la ciudad de Ushuaia, mientras que la segunda más cercana está a 1070 km al norte.

Teniendo en cuenta el arreglo geotectónico de esta región sudamericana, es conveniente prestar especial atención a las zonas sísmicas activas de mayor cercanía al proyecto hidroeléctrico con el fin de evaluar su peligrosidad.

Este análisis es importante porque la ocurrencia de un sismo tiene el potencial de inducir la generación de movimientos de remoción en masa sobre pendientes potencialmente inestables, como las que han sido precedentemente descritas, y/o inducir procesos de fluidificación que podrían afectar a las acumulaciones clásticas sueltas y saturadas que sirven de fundación a estructuras, dando lugar a una pérdida significativa de su resistencia y a la generación de asentamientos diferenciales, pérdida de capacidad portante, y/o oscilaciones del terreno por la densificación súbita de arenas sueltas. Este comportamiento, denominado licuefacción, se produce por el desarrollo de grandes presiones en el agua que ocupa los poros de depósitos clásticos de granulometría fina, las que son inducidas cuando se aplican a la masa del depósito esfuerzos o deformaciones de corte en condiciones que no se le permite su liberación inmediata.

Bajo estas circunstancias las arenas saturadas tienden a densificarse ocupando un menor volumen. Si el drenaje es lento o inexistente, la presión de poros se puede incrementar hasta anular el esfuerzo efectivo, con lo cual sobreviene la flotación de las partículas y la pérdida de la resistencia al esfuerzo cortante. En un depósito sometido a este efecto se producen grandes deformaciones para muy bajos esfuerzos de corte, las cuales causan daños a las estructuras fundadas sobre ellos o promueven desplazamientos de masas en pendientes potencialmente inestables.

Los factores más destacados que potencian el proceso de fluidización son: la Magnitud del sismo, la duración del sismo, la granulometría del depósito, su densidad relativa y la profundidad del nivel freático. Teniendo en cuenta estos aspectos, son más susceptibles a sufrir fluidización los depósitos modernos de relleno de canal fluvial y planicies aluviales, constituidos por arenas finas y limos desagregados, con clastos redondeados, en acumulaciones que presentan niveles freáticos libres situados a profundidades menores que 10 metros.

Como se indicó más arriba, un sismo también puede promover movimientos de remoción en masa, incluso sobre pendientes en las cuales el grado de estabilidad sea apropiado, por lo tanto es de gran importancia establecer si el nivel de sismicidad en la comarca investigada podría disparar desplazamientos de masas.

El sector de mayor cercanía a la comarca investigada con el mayor nivel de sismicidad de la región corresponde al límite entre la Placa de Scotia y la Placa Sudamericana (Figura 4-44).

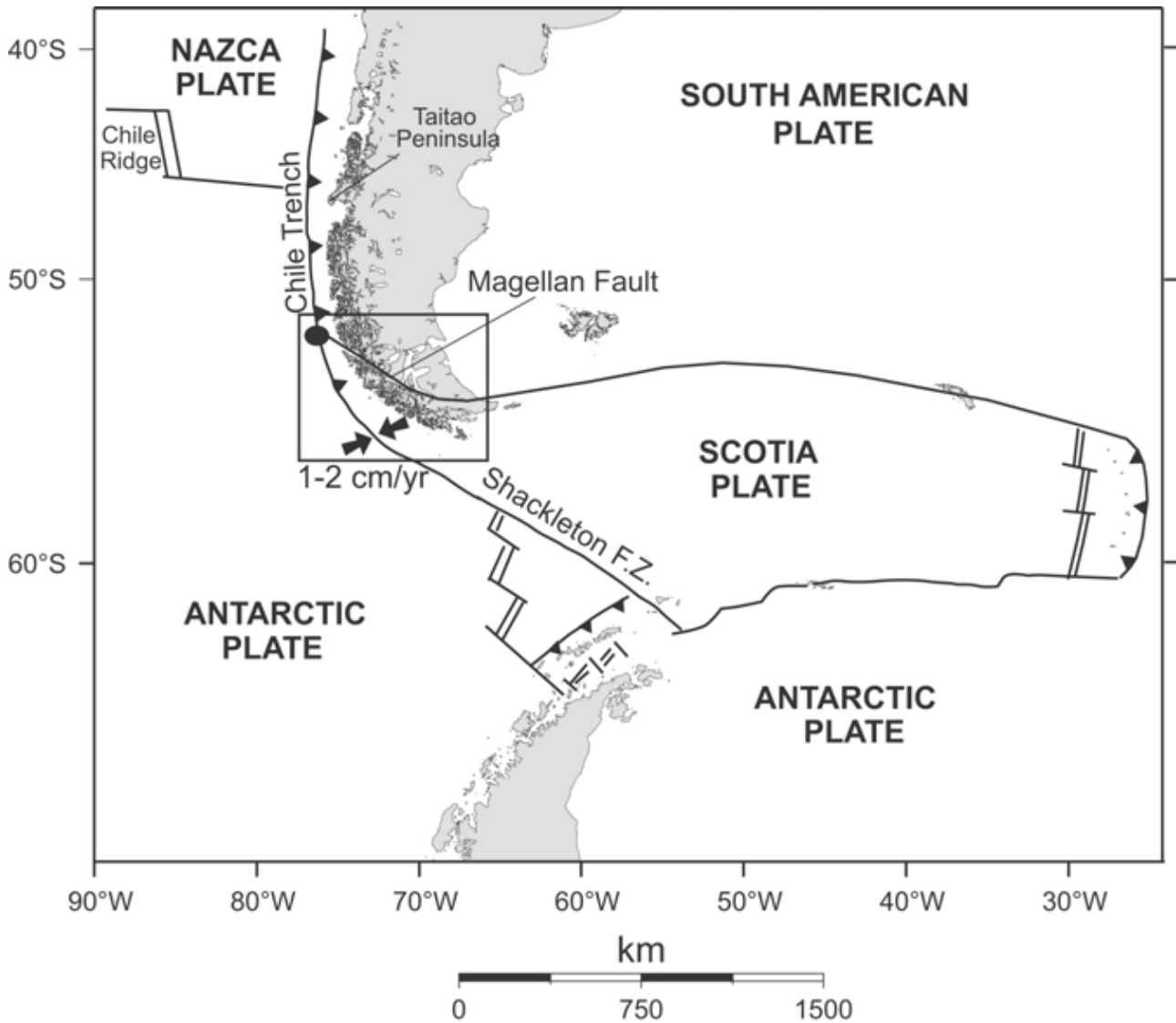


Figura 4-44. Arreglo geotectónico del segmento austral de Sudamérica.

En este sentido, la Isla Grande de Tierra del Fuego ofrece uno de los pocos escenarios en el mundo donde se puede observarse en tierra firme el límite entre dos placas. El lineamiento conformado por el extremo occidental del Estrecho de Magallanes, el Seno Almirantazgo y el Lago Fagnano, define el sistema de fallas Magallanes – Fagnano y el actual límite transcurrente entre las placas de Scotia y América del Sur. Al Norte de esta relación tectónica se localiza el área bajo estudio.

La principal actividad sísmica en Tierra del Fuego tiene su origen en la zona de contacto de estas dos placas tectónicas (sismos de interplaca). Los terremotos que allí se originan son producto de una rápida liberación de energía en el marco de la deformación sísmica: deformación que responde a un comportamiento de deslizamiento friccional inestable (*Stick-slip behaviour*) de fallas sismogénicas (fallas con desplazamiento atascado).

Pelayo y Wiens, (1989) consideran que la velocidad de deriva hacia el oeste de la placa Sudamericana con respecto a la placa Africana es mayor que la de las placas de Scotia y Antártica, situación que da lugar a un sistema de fallas transcurrentes que limitan a la Placa de Nazca por el Norte y por el Sur. De esta forma, la dirección del movimiento de las placas de Scotia y Sudamericana está dada por la diferencia de velocidad relativa con que se mueven ambas placas. Los bloques continentales situados al norte y al sur del límite transcurrente entre las placas de Scotia y América del Sur, se desplazan lateralmente con una velocidad relativa promedio del orden de los 4 milímetros por año, según mediciones realizadas por el Observatorio Astronómico La Plata y el EARG-CADIC-CONICET.

Un promedio de más largo plazo se puede obtener observando el desplazamiento entre los contactos geológicos de rocas del Paleoceno-Eoceno inferior, Cretácico superior y Cretácico inferior, al norte y al sur de la falla transcurrente de Fagnano. Las observaciones de campo permiten establecer que estos contactos se han desplazado lateralmente desde el Oligoceno (aproximadamente 30 millones de años antes del presente) entre 30 y 50 km, al norte y al sur de la falla de Fagnano. Esto sugiere una velocidad promedio de desplazamiento del orden de unos pocos milímetros por año.

Los primeros sismos documentados en esta región, tienen su origen con la llegada a la isla de los primeros misioneros anglicanos y católicos a finales del Siglo XIX. El primer terremoto documentado en estas latitudes, data del 2 de febrero de 1879 (NEIC, 2002).

Fecha	Hora (GMT)	Lat.	Lon.	Intensidad	Magnitud
		(Richter)			
02/02/1879				VII	7.3
11/11/1902		-53.00	-71.00	VI	
07/06/1929	00:05:00	-53.00	-65.50		
13/07/1930	01:12:15	-56.67	-69.42		6.2
21/11/1944	10:02:26	-56.67	-66.28		
17/12/1949	06:53:28	-54.24	-69.03	VII	7.8
17/12/1949	15:07:53	-53.89	-69.67	VIII	7.8
15/06/1970	11:14:54	-54.31	-64.20		5.7

Figura 4-45. Registros históricos de Tierra del Fuego (Febrer *et al*, 200 Febrer, J., Plasencia, M. y Sabbione, N., 2001. Local and regional seismicity from Ushuaia broadband station Observations (Tierra del Fuego). Terra Antartica, 8(2): 35-40.

En la tabla de la Figura 4-45, se detallan los primeros sismos registrados en la región. El monitoreo de esta actividad durante el pasado se vio obstaculizada por el aislamiento geográfico al que estuvo sometida la isla. Su posición distante a las redes sísmicas globales como así también la baja densidad de pobladores, limitó la percepción social de estos acontecimientos a los terremotos de gran magnitud.

Cabe destacarse que el registro instrumental a escala local comenzó a partir de la última década del Siglo XX, con la puesta en marcha de las primeras estaciones sísmicas permanentes en la región. Hasta ese entonces, el sismógrafo argentino más cercano a la ciudad de Ushuaia se encontraba a más de 3000 km de distancia.

La importancia que ha adquirido la actividad sísmica en Tierra del Fuego se basa en la magnitud de los terremotos que han acontecido. La envergadura alcanzada por este fenómeno, se encuentra reflejada por dos grandes episodios históricos.

El primero de ellos, fue el gran terremoto de 1879 que registró una magnitud de 7,3 grados en la escala de Richter y una intensidad de VII en la escala de Mercalli modificada para la ciudad de Punta Arenas (Lomnitz en Febrer *et al*, 2001).

El segundo fue el acontecimiento sísmico más importante conocido hasta el presente en la región patagónica. A setenta años del primer episodio y con una duración aproximada de 6 minutos, el 17 de diciembre de 1949 a las 03:53 hora local, la Isla de Tierra del Fuego fue sacudida por un violento terremoto de 7.8 grados de magnitud en la escala de Richter, repitiéndose el mismo con idéntica magnitud aproximadamente ocho horas más tarde, a las 12:08 hora local. Ambos terremotos tuvieron su epicentro en las inmediaciones de la falla de Magallanes. El primero se ubicó en el extremo oriental del Seno Almirantazgo, a la altura del lago Fagnano y a solo 70 km de la ciudad de Ushuaia; en tanto que el segundo tuvo lugar a 55 km al noroeste del primero, a la altura de la Isla Dawson y a 130 km de la capital fueguina (Figura 4-46).

A partir 1992 diversos grupos de investigación instalaron varias estaciones de registro permanentes con el fin de monitorear esta actividad sísmica en la placa de Scotia. Sin embargo los primeros sismógrafos de la red se hallaban a más de 1000 km de distancia de la ciudad de Ushuaia, resultando poco eficaces al momento de registrar la actividad local de la isla.

En diciembre de 1995 el Instituto Antártico Argentino en colaboración con el Instituto Nazionale de Oceanografía e di Geofisica Sperimentale pusieron en funcionamiento la estación sísmica USHU (S 54°49'59"; W 68°33') ubicada a 20 km al oeste de la ciudad de Ushuaia y a 3 km de la Bahía Lapataia. Más tarde, la Universidad Nacional de La Plata, dispuso en la isla la estación DPSA, ubicada en la Estancia Despedida (S 53° 57' 00"; W 68° 15' 57"), la cual comenzó a funcionar en junio de 1999. La puesta en marcha de estas estaciones dio comienzo al monitoreo sísmico a escala local en el continente, revelando una intensa actividad sobre el mismo y sus alrededores.

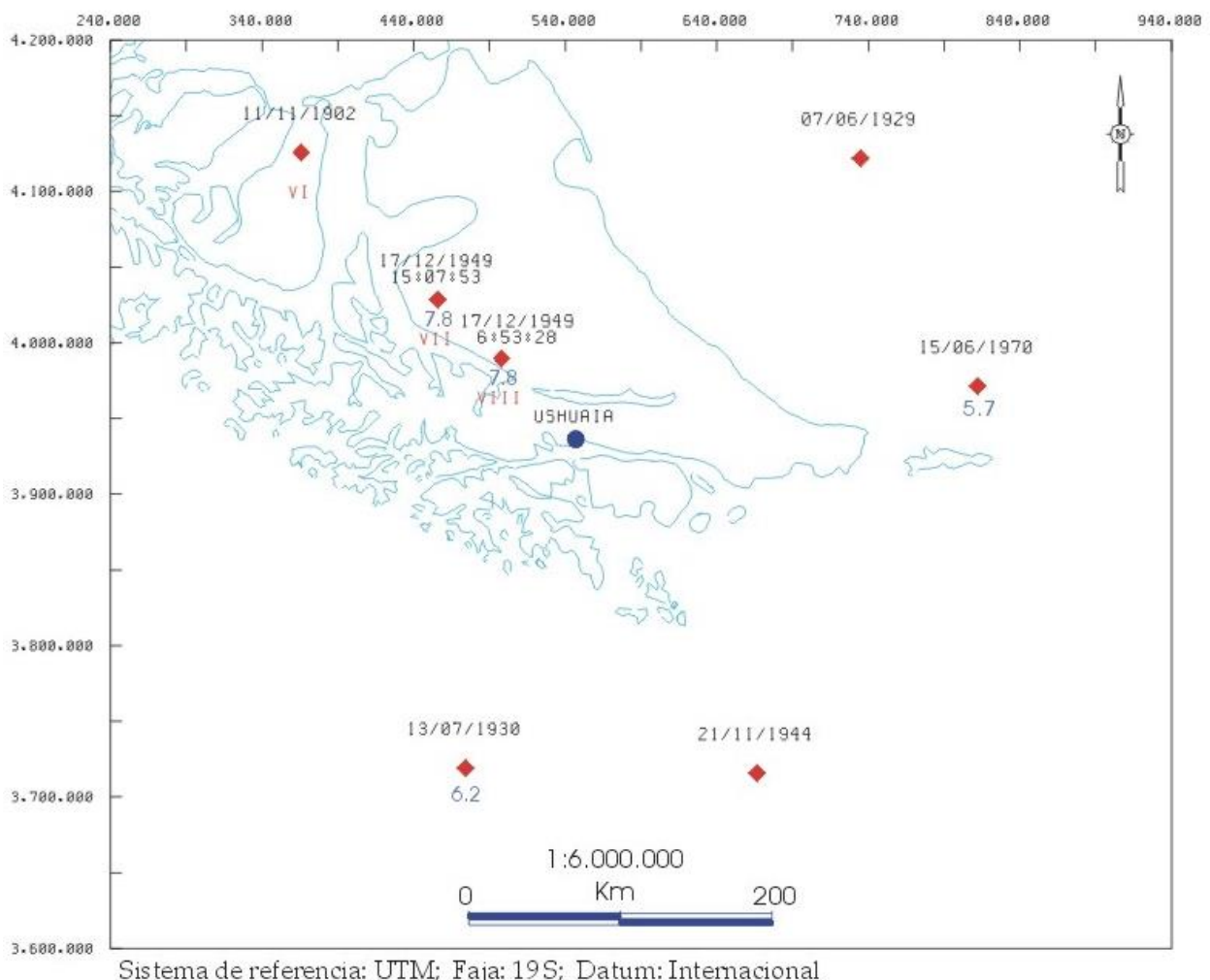


Figura 4-46. Epicentros de terremotos históricos que fueron percibidos en la ciudad de Ushuaia

Los registros de ambas estaciones utilizados en este informe fueron obtenidos de las publicaciones de Febrer *et al.* (2001) y Plasencia *et al.* (2002). Debido a que la isla no cuenta con la suficiente cantidad de sismógrafos para formar una red local capaz de determinar la ubicación de los epicentros por medio del tiempo de arribo de las distintas fases sísmicas, los autores de dichos trabajos se valieron de las tres componentes de los sismógrafos, empleando el método de SSL (Single Station Location).

De esta manera, los resultados obtenidos en estos trabajos garantizan una buena localización dentro de los 700 km a la redonda de la estación, con un estimado del 10% de la distancia epicentral a la estación de registro. En el mapa de la Figura 4-47 se exhibe la ubicación de algunos de los epicentros registrados por estas estaciones. Cabe aclararse que la magnitud de estos eventos, dado el método empleado en la determinación de la ubicación de los sismos, no responde a la escala de magnitud local (Richter) sino a la de Lee *et al.* (1972).

Tabla 4-2. Registros sísmicos de la estación USHU (Febrer *et al.*, 2001).

Fecha	Duración Seg	Distancia km	Y	X	MAGNITUD UD (Me)
23/06/98	60	185	3895744,56	346074,04	3,3
08/08/98	110	305	3620820,60	558653,61	4,3
09/08/98	35	79,7	3963882,31	460464,85	2,5
09/08/98	35	93,7	3996617,71	586827,08	2,5
13/08/98	50	8,7	3947223,36	464484,03	2,6
13/08/98	60	173	3846678,99	380008,26	3,3
14/08/98	105	430	4178569,96	183380,68	4,7
14/08/98	100	565	3901695,56	87524,61	5,1
21/08/98	80	197	3744484,89	447589,39	3,6
27/09/98	90	304	3629896,15	605591,87	4,1
07/10/98	110	366	4068710,55	193193,04	4,5
09/10/98	80	313	3867775,08	837023,95	4,0
11/10/98	40	39,5	3962847,65	529158,24	2,5
11/10/98	140	482	4255712,63	204032,70	5,1
19/11/98	40	100	3896643,37	625188,89	2,7
11/12/98	60	455	3700868,19	926483,84	4,3
04/01/99	45	174	3816250,68	664986,99	3,0
11/01/99	40	15,6	3922662,94	544315,56	2,4
14/01/99	130	386	4163322,91	226483,63	4,7

Tabla 4-3. Registros sísmicos de la estación DPSA (Plasencia *et al*, 2002).

FECHA	DISTANCIA km	Y	X	MAGNITUD (Me)
11/06/99	132	3894916.05	586434.30	1.8
18/06/99	117	3920888.73	488572.81	1.6
04/07/99	381	3802526.30	860569.38	3.3
20/07/99	87	4104321.39	523309.47	1.9
01/08/99	815	3932131.59	1360585.28	4.3
01/08/99	769	3495673.00	883448.77	4.2
28/08/99	628	3693072.95	669675.85	3.7
30/08/99	346	3872573.80	1161124.31	3.1
05/09/99	379	3919576.05	913148.77	2.7
18/12/99	452	4102346.97	992644.47	3.1
07/01/00	901	3948854.43	1448927.61	4.4
08/01/00	889	4012026.37	1439780.02	3.9
08/01/00	843	3993003.96	1392684.17	3.5
02/03/00	501	3678912.61	135833.00	3.7
21/03/00	132	3889693.89	537933.32	2.2
30/03/00	548	4368662.59	123836.08	3.9
13/05/00	1033	3593611.05	1492998.07	4
13/06/00	103	3990511.70	449998.82	
13/06/00	104	3946874.44	475205.63	1.8
21/06/00	215	3975073.48	757942.37	
23/06/00	563	4412438.62	143129.14	3.8
01/07/00	103	3957365.85	628635.76	1.7
06/07/00	160	3938949.19	692672.68	1.2
10/07/00	253	3981124.78	298298.39	2.5
27/07/00	574	3469983.26	706872.38	3.3
20/08/00	125	3936937.04	456123.92	1.4
27/08/00	151	3940657.86	675299.95	2.1
30/09/00	509	4410743.01	220505.90	3.8
21/10/00	184	3955892.55	719598.00	2.3
01/11/00	474	4356916.79	882533.33	3.6
03/11/00	102.1	3795217.13	1549368.84	4.1
20/11/00	119	4121149.93	483981.28	2.1
01/12/00	460	3888687.82	989381.13	1.2
02/12/00	476	3584730.81	745268.58	3.9
03/12/00	219	3949551.84	755595.55	3.2
03/12/00	224	3936262.27	755882.18	3

FECHA	DISTANCIA km	Y	X	MAGNITUD (Me)
07/01/01	198	3953654.07	362471.13	
27/01/01	512	4321149.31	962899.77	3.5
06/03/01	334	3732770.82	379695.25	3.2
21/04/01	295	4218684.98	766796.69	3.3
25/05/01	1030	3605234.88	1495265.67	4
06/08/01	354	3783631.11	810285.27	2.6
17/08/01	426	3767359.05	890357.84	
21/08/01	195	4161442.00	412668.97	2.8
05/09/01	237	3993522.66	783744.62	2.8
12/09/01	221	3851276.65	407963.82	2
12/09/01	433	3593199.18	574307.91	2.8
01/10/01	105	3986110.08	646593.81	2.7
02/10/01	331	3848115.69	265800.64	2.9
14/10/01	474	3563046.78	427134.87	2.9
17/10/01	457	3778679.38	161156.49	3.5
20/10/01	389	3766259.48	254072.96	3.1
21/10/01	555	4433233.29	920606.31	3.3
30/10/01	184	3846692.04	607607.48	1.2
04/10/01	405	3659646.86	366967.70	3.4
14/11/01	390	3760585.15	258252.16	3.6
28/11/01	152	3951666.83	412663.22	2.6
27/12/01	190	3914357.58	391316.75	2.8
22/01/02	440	3660130.22	800036.90	3.2
27/01/02	314	3708860.12	513633.52	2.6
24/03/02	436	3628024.51	736047.24	3.9
30/04/02	361	3789569.35	825203.69	3

La ubicación de los epicentros que se exhiben en el mapa de la Figura 4-47, muestra que la mayor parte de la actividad sísmica se desarrolla en los límites de placas. También se aprecia, que gran parte de la misma converge en la isla a la altura de los Andes Fueguinos, entre la zona de contacto de la placa Sudamericana y de Scotia. No obstante, es necesario aclarar que esta concentración anómala de sismos puede ser el resultado de las limitaciones técnicas que presenta la red local de sismógrafos debido a la proximidad que tienen los sismos con las estaciones de registro y no como consecuencia de una mayor actividad en ese sector de la isla.

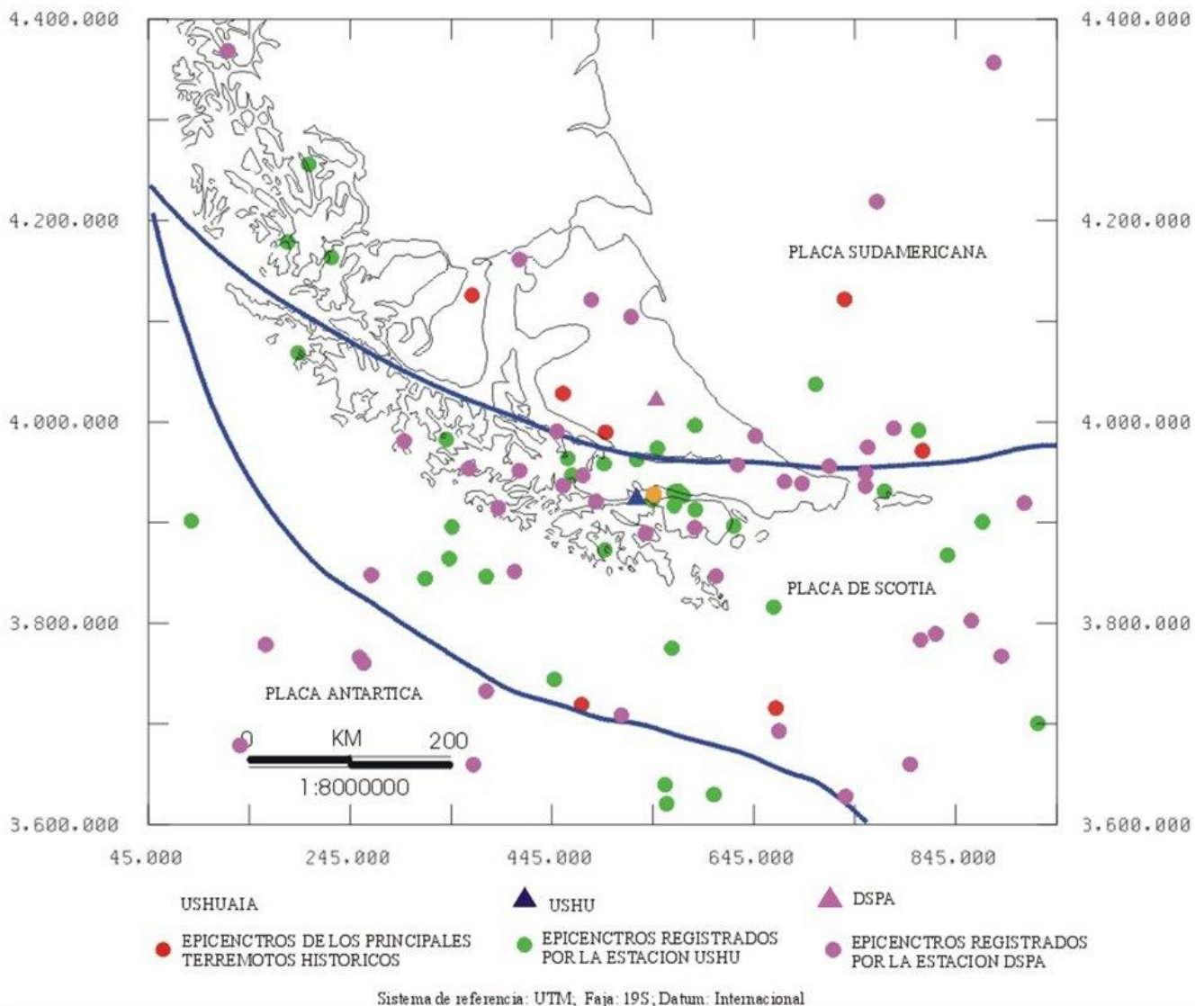


Figura 4-47. Epicentros registrados por los sismógrafos de las estaciones USHU y DSPA. Los círculos rojos se corresponden con los epicentros más importantes, los que eventualmente podrían incidir en la región adyacente a las presas. Los círculos de color verde y violeta se corresponden con epicentros de menor magnitud los cuales no se consideran en el análisis.

La siguiente región en la cual tiene lugar una actividad sísmica importante es la relacionada con la zona de subducción de la Placa de Sandwich, zona en la cual se registran terremotos una magnitud de alrededor de 7 en la escala Richter. Uno de los sismos más recientes tuvo lugar en el mes de agosto de 2006, el mismo tuvo una magnitud de 7,1 en la escala Richter, con el epicentro situado en las coordenadas 61.011°S, 34.375°O y a una profundidad de 10 km.

De Acuerdo a la información descrita precedentemente sobre el origen y niveles de sismicidad de la región en la cual se localiza el proyecto hidroeléctrico, resta considerar si esta dinámica endógena podría actuar como un factor desencadenante de procesos de remoción en masa y/o inducir la fluidización de mezclas que podrían tener ese comportamiento, procesos cuya ocurrencia se vinculan con sismos de elevada intensidad.

El gráfico de susceptibilidad de deslizamientos inducidos por terremotos, tomado de Hays (1990), permite establecer una aproximación a esta cuestión. El mismo muestra la relación que existe entre la magnitud y la distancia al epicentro (Figura 4-48) con la posibilidad de generación de movimientos de remoción en masa.

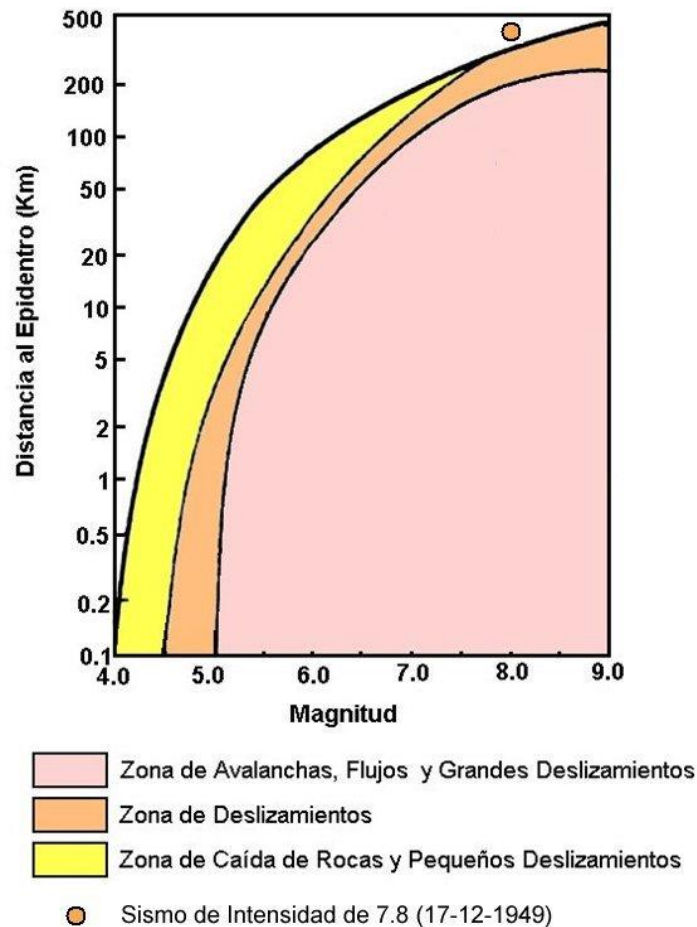


Figura 4-48. Gráfico de Susceptibilidad a la posibilidad de ocurrencia de movimientos de remoción en masa de diferente tipología y magnitud inducidos por terremotos (Modificado de Hays, 1990). El epicentro representado al terremoto más destructivo y de mayor intensidad que tuvo lugar el 12 de diciembre de 1949 a la altura de la Isla Dawson, a una distancia de 430 km del valle del río Santa Cruz.

De acuerdo con el mismo y de los antecedentes sobre los valores de magnitud e intensidad de terremotos que ocurrieron desde 1879 a la actualidad en la comarca estudiada, obtenidos de los registros del INPRES y otras fuentes y considerando el sismo de mayor intensidad conocido (17 de diciembre de 1949, 7.8 grados de magnitud en la escala de Richter) y más cercano a la zona de estudios del valle del río Santa Cruz tuvo su epicentro a una distancia de 430 km, se observa que la posibilidad de ocurrencia de movimientos de remoción en masa inducidos por sismos es muy poco probable en las comarcas de los represamientos proyectados, como así también la posibilidad que mezclas clásticas apropiadas puedan pasar por una etapa de fluidización.

4.3.4.3 Peligro Volcánico

Se vincula específicamente con la ocurrencia de erupciones volcánicas explosivas de volcanes situados en la zona Andina Patagónica. En este caso se descartan como posibles peligros los flujos de lava, explosiones laterales dirigidas, nubes ignimbríticas y flujos laáricos debido a la lejanía y a las particularidades geomórficas que están presentes entre los volcanes y la comarca del proyecto.

Sin embargo, no deben excluirse como factor de peligrosidad probable de ocurrir, eventos del tipo precipitación de cenizas. Para que este suceso tenga ocurrencia debería producirse un episodio volcánico explosivo que diera lugar a una gran dispersión regional de productos clásticos que puedan ser transportados y distribuidos por el viento.

En este sentido, los volcanes más cercanos a las futuras presas y en los que se ha registrado actividad destacable en algunos de ellos en el lapso de los últimos 150 años son tres: Burney, Reclus y Lautaro. De todos ellos el de mayor actividad ha sido el Reclus.

El Volcán Burney (Figura 4-49), se sitúa en las coordenadas de los 52°19'36.94"S - 73°20'53.03"O, a una distancia de 260 km de la cola del futuro vaso de la presa Néstor Kirchner y 315 km de la cola del embalse Jorge Cepernic, en la dirección sudoeste. Este volcán tuvo una erupción explosiva en el año 1910.



Figura 4-49. Volcán Burney según una visual desde el sur.

Por su parte, el Volcán Reclus (Figura 4-50), se localiza en las coordenadas de los 50°59'16.27"S 73°35'11.58"O a una distancia de 150 km de la cola del futuro vaso de la presa Néstor Kirchner y a 210 km de la cola del embalse Jorge Cepernic, en la dirección sudoeste. Este volcán tuvo una erupción explosiva de baja intensidad en el año 1908-9 y además se identificaron erupciones históricas en los años 1869 y 1879. En el año 2008 se reportaron manifestaciones incipientes de actividad volcánica a partir de la aparición de grietas en los glaciares que lo cubren y capas de cenizas en sus inmediaciones.

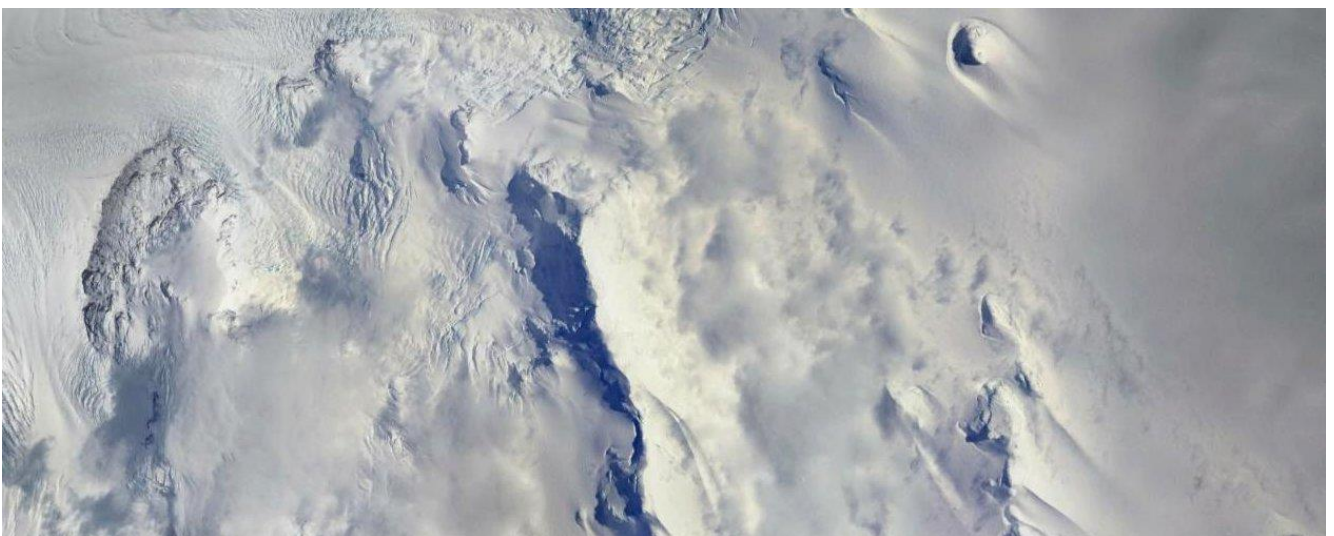


Figura 4-50. Volcán Reclus, en el ámbito del Campo de Hielo Patagónico, margen occidental.

Algo más cercano se encuentra el Volcán Aguilera a una distancia de 130 km al oeste de la cola del futuro vaso de la presa Néstor Kirchner y a 200 km al oeste de la futura cola del embalse Jorge Cepernic. El mismo se inserta en el ámbito de la sección austral del Campo de Hielo Patagónico Sur, aunque en este caso no se conoce registro histórico sobre su probable actividad.

Finalmente se menciona al Volcán Lautaro (Figura 4-51), situado en el campo de Hielo Patagónico Sur, a 170 km de la cola del futuro vaso de la presa Néstor Kirchner y a 230 km de la futura cola del embalse Jorge Cepernic.



Figura 4-51. Volcán Lautaro.

Teniendo en cuenta que la dirección de los vientos prevaletientes a lo largo del ciclo anual es en general desde el Oeste hacia el Este, estadísticamente existen probabilidades bajas que los volcanes con mayor actividad emitan plumas clásicas en la dirección de las presas proyectadas.

Para el caso del Volcán Reclus, debería producirse, simultáneamente con la erupción volcánica explosiva, un cambio en la dirección del viento prevaletiente del orden de los 30° al norte. Bajo estas condiciones las cenizas podrían precipitar directamente sobre el cuerpo de los lagos artificiales incrementando el ingreso de carga a los mismos. Además, al caer la precipitación clásica sobre las cuencas fluviales de los sistemas tributarios del río Santa Cruz, estas serían trasladadas progresivamente a las cuencas de los embalses. De todas formas se destaca que la mayor parte de la red tributaria es de régimen estacional y por lo tanto su efectividad como agente de erosión y transporte es baja.

Con respecto a cuál sería el volumen de cenizas volcánicas que podría arribar y precipitar en la comarca del proyecto bajo las condiciones referidas, el mismo dependería de varios factores entre los que se destacan: la magnitud de la erupción, la duración del episodio, su recurrencia y la intensidad y dirección de los vientos concurrentes con el episodio volcánico.

4.4 GEOLOGÍA DE LOS PROYECTOS DE CIERRES NESTOR KICHNER Y JORGE CEPERNIC VALLE DEL RÍO SANTA CRUZ

Las zonas donde se realizaron las investigaciones de detalle corresponden a las áreas en las cuales se instalarán los ejes de ambas presas. En éste último caso, los estudios encarados incluyen una zona adyacente a los referidos ejes con el fin de identificar a las unidades geológicas que están presentes en las secciones referidas y sus áreas aledañas.

4.4.1 Cierre Néstor Kirchner

4.4.1.1 Estratigrafía

La zona relevada (Figura 4-52) se localiza sobre ambos laterales y el piso del valle del río Santa Cruz, en un ambiente geológico que luego de la depositación de las sedimentitas del terciario marino y continental, fue afectado por una serie de eventos glaciares, volcánicos, de remoción en masa y fluviales que le dieron su configuración actual.

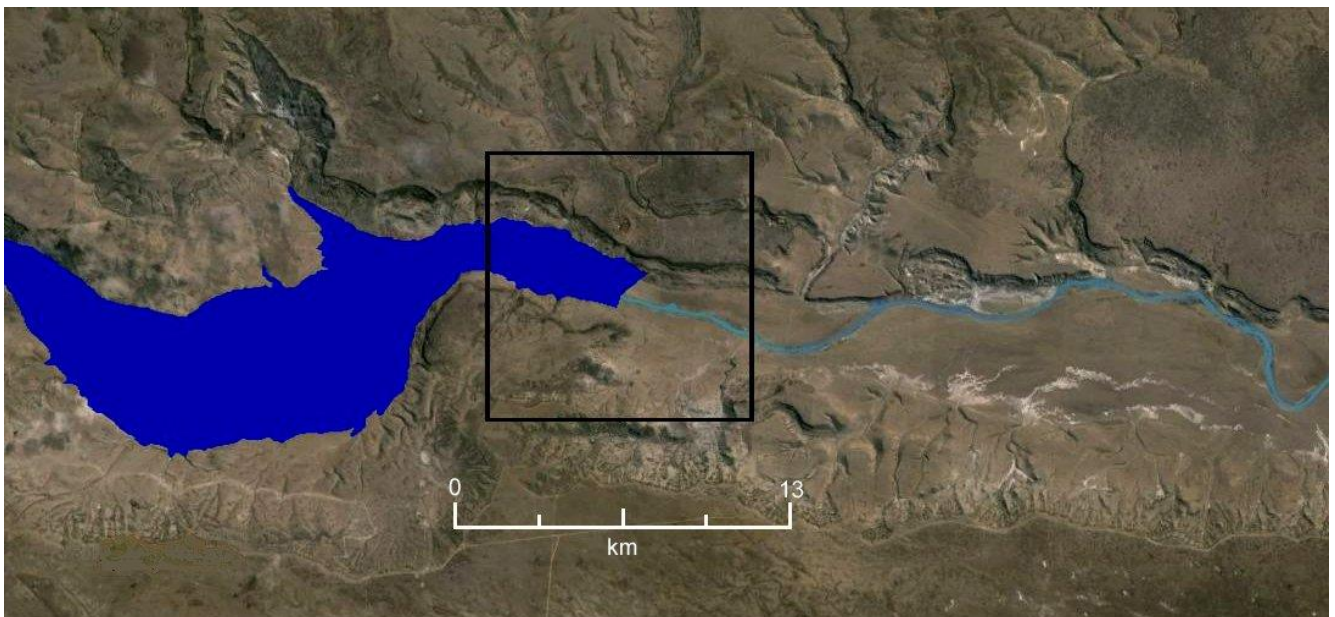


Figura 4-52. Comarca relevada en detalle, delimitada en traza negra, dentro de la cual se localiza el futuro cierre de la presa Néstor Kirchner. Se indica la posición aproximada del represamiento y futuro embalse.

La mayor parte de los afloramientos que se reconocieron pertenecen a acumulaciones glaciares, coladas basálticas, cenoglomerados derivados de movimientos de remoción en masa y acumulaciones fluviales modernas. No se observan en la zona del recorrido de la traza afloramientos de sedimentitas terciarias, más allá de asomos muy locales que se sitúan en áreas aledañas. Asimismo, en éste último caso, se trata de sedimentitas continentales pertenecientes a la Formación Santa Cruz. Por su parte los componentes clásticos del "Patagoniano" - Formación Estancia 25 de Mayo, si bien no afloran en la zona, se localizan en el subsuelo y su existencia ha sido reportada a partir del estudio de testigos de perforación realizados a lo largo de la traza.

Todas estas entidades geológicas están representadas en el cuadro estratigráfico de la Tabla 4-4 y se describen a continuación desde las de mayor edad a las más recientes.

Tabla 4-4. Cuadro estratigráfico de las unidades geológicas presentes en el sector relevado de la Figura 4-52.

CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósitos coluviales Depósitos de llanura aluvial Depósitos de cono aluvial Depósitos de terraza aluvial Depósitos de remoción en masa Depósitos eólicos Depósitos lacustres
	PLEISTOCENO	Gravas y arenas glacifluviales de las terrazas inferiores
		Gravas y arenas glacifluviales de las terrazas intermedias
		Morenas Cerro Fortaleza (CF) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glacifluviales y glacialacustres
		Morenas Estancia La Fructuosa (ELF) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales
		Basaltos Cóndor Cliff
	PLIOCENO MIOCENO SUPERIOR	Gravas y Arenas Glacifluviales de la Terraza San Fernando
		Gravas y arenas glacifluviales de las terrazas superiores
	MIOCENO	Formación Santa Cruz
	MIOCENO EOCENO	“Patagoniano” - Formación Estancia 25 de Mayo

4.4.1.1.1 Estratigrafía y Litología de las Sedimentitas Terciarias

“Patagoniano”, Formación Estancia 25 de Mayo (Mioceno-Eoceno)

Los afloramientos del “Patagoniano” en la región sur de la provincia de Santa Cruz se localizan en las áreas litorales formando parte del cuerpo de los acantilados (Formación Monte León) y en la faja preandina, de tal forma que entre ambas comarca no habría afloramientos indiscutibles de esta unidad clástica, salvo los existentes en el cañadón El Mosquito. Si bien existen exposiciones que sobre la base de sus características sedimentológicas y estructurales internas podrían corresponder al “Patagoniano”, la ausencia de fósiles no permite asegurar esta presunción. A lo largo del valle del río Santa Cruz los únicos afloramientos reconocidos claramente como pertenecientes a las sedimentitas marinas del terciario son los situados en el cañadón El Mosquito (ver ítem 4.3.1.1 Estratigrafía y Litología de las Sedimentitas Terciarias. “Patagoniano”, Formación Estancia 25 de Mayo, Formación Monte León, Formación Centinela).

Asimismo, la evidencia de la existencia de esta unidad en la zona relevada en detalle surgen del estudio de testigos de perforaciones geotécnicas realizadas en esta sección fluvial del río Santa Cruz, las que fueron efectuadas sobre la traza del proyectado cierre Néstor Kirchner y Jorge Cepernic. Las mismas constituyen hasta el presente, la única prueba de la presencia en el subsuelo de esta unidad clástica para las zonas de los proyectos emprendimientos hidroeléctricos.

Cuitiño (2011) a partir del análisis de 40 metros de testigos de roca determinó que los primeros 20 metros inferiores consisten de varios niveles fosilíferos, que permite asignar a este intervalo al “Patagoniano” y su transición a la Formación Santa Cruz. Este autor indica que las facies observadas en la base incluyen areniscas macizas, con laminación ondulítica y estratificación entrecruzada, y niveles heterolíticos. Además identifica algunas cortinas de fango que se intercalan con niveles fosilíferos delgados compuestos mayoritariamente por fragmentos de ostras, con variables proporciones de otros bivalvos indeterminados y gastrópodos, especialmente *Turritella* sp. Este autor indica que la bioturbación en toda la columna es pobre, reconociéndose principalmente trazas de *Planolites* isp. que aparecen en forma aislada.

Finalmente señala que hacia la mitad superior de la columna desaparecen los fósiles marinos y comienzan a aparecer detritos vegetales y evidencias de pedogénesis, lo cual permite asignar este intervalo a la parte inferior de la Formación Santa Cruz o a la porción transicional entre ambas unidades ya que en ella es común la presencia de niveles de ostras lenticulares, las cuales pueden no haber sido atravesadas por la perforación.

Sobre la base del análisis de las localidades disponibles con afloramiento del “Patagoniano” según una transecta Este-Oeste, sumadas a la información obtenida de los testigos referidos para la localidad del futuro cierre, Cuitiño (2011) presenta un esquema de correlación entre los afloramientos para la faja costera, la preandina, los asomos intermedios (cañadón El Mosquito) y los testigos indicados, utilizando como línea de guía el contacto con la sobreyacente Formación Santa Cruz (Tabla 4-4).

En este esquema, donde cada localidad se representa de acuerdo a su altura respecto al nivel del mar, este autor observa que las unidades del Lago Argentino se encuentran topográficamente elevadas mientras que hacia el oriente las altitudes descienden suavemente, al tiempo que las unidades inclinan pocos grados al este formando un homoclinal, situación que es concordante con el comportamiento estructural que corresponde al Flanco Andino Oriental donde se desarrolla la faja plegada y corrida externa (ver ítem 4.3.2.1 Marco Estructural Regional).

Siguiendo en dirección al este, desde la localidad del Río Bote, las unidades comienzan a yacer en forma subhorizontal, aunque se reconoce un escalón entre las localidades de los afloramientos del cañadón El Mosquito y los testigos recogidos a 20 m de profundidad del piso del valle en la localidad de Cóndor Cliff, lo que permite inferir la presencia de fallas entre ambas localidades.

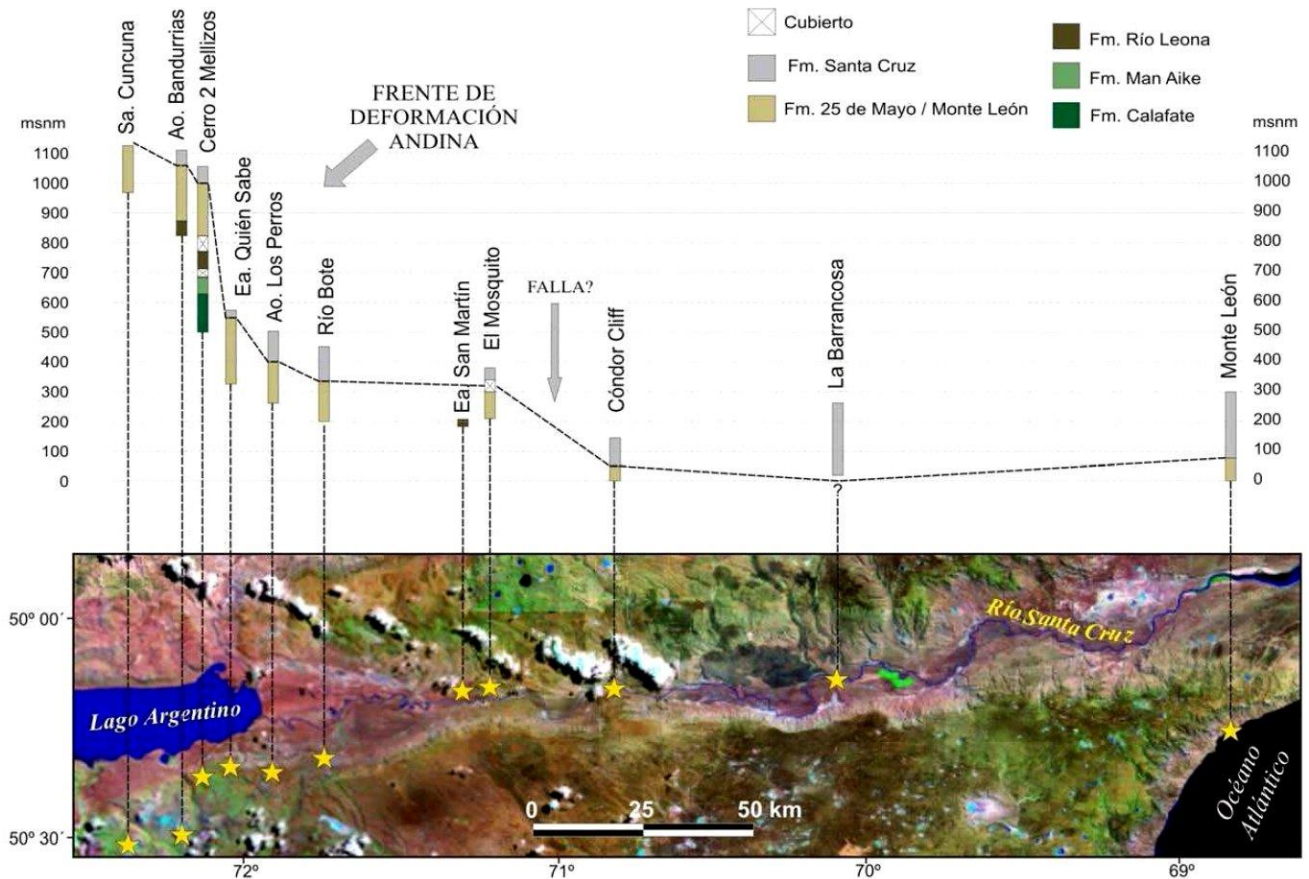


Figura 4-53. Correlación regional del "Patagoniano" a lo largo del valle del río Santa Cruz. (Fuente Cuitiño, 2011).

Formación Santa Cruz (Mioceno)

Los antecedentes generales de esta unidad formacional fueron desarrollados precedentemente en el ítem 4.3.1.1 Estratigrafía y Litología de las Sedimentitas Terciarias. Formación Santa Cruz).

Específicamente para la zona de estudios de detalle, los afloramientos de esta unidad son saltuarios y solamente están presentes en áreas aledañas cercanas a la traza de cierre proyectada. En su mayoría se localizan sobre los laterales de arroyos de régimen temporario que desarrollaron cárcavas locales o sobre los pedimentos de flanco expuestos que se sitúan aguas abajo de esta comarca, sobre la margen izquierda del arroyo de las Cuevas, a 10 km al este de la traza del futuro cierre Néstor Kirchner, en las coordenadas de los 50°10'41.18"S - 70°39'26.22"O (Figura 4-54). Están parcialmente cubiertos de gravas y arenas de pedimento que en gran parte derivan del conglomerado situado en la terraza superior que corona la secuencia clástica terciaria.

En estos afloramientos se expone una sucesión de bancos que alcanzan una potencia total de 100 m, integrada de paquetes de areniscas finas color gris claro, con estratificación entrecruzada que alternan con bancos masivos y tenaces de tobas de color blanco. En los afloramientos que fueron reconocidos durante las actividades de campo, no se observaron restos fósiles, los que en cambio son citados regularmente en otras localidades para esta formación (ver Punto 15).



Figura 4-54. Afloramientos de la Formación Santa Cruz parcialmente cubiertos por depósitos de pedimento de flanco, situados al este del área del futuro cierre.

En el resto de las superficies de pendientes, como ocurre en la zona de estudios de detalle, en las cuales no están presentes acumulaciones glaciares o de remoción en masa, la Formación Santa Cruz está en general cubierta por acumulaciones coluviales de poco espesor. En la Figura 4-55 se puede ver su distribución general, mientras que la Figura 4-56 ilustra el aspecto que presentan en el ámbito austral de la zona de estudios de detalle.

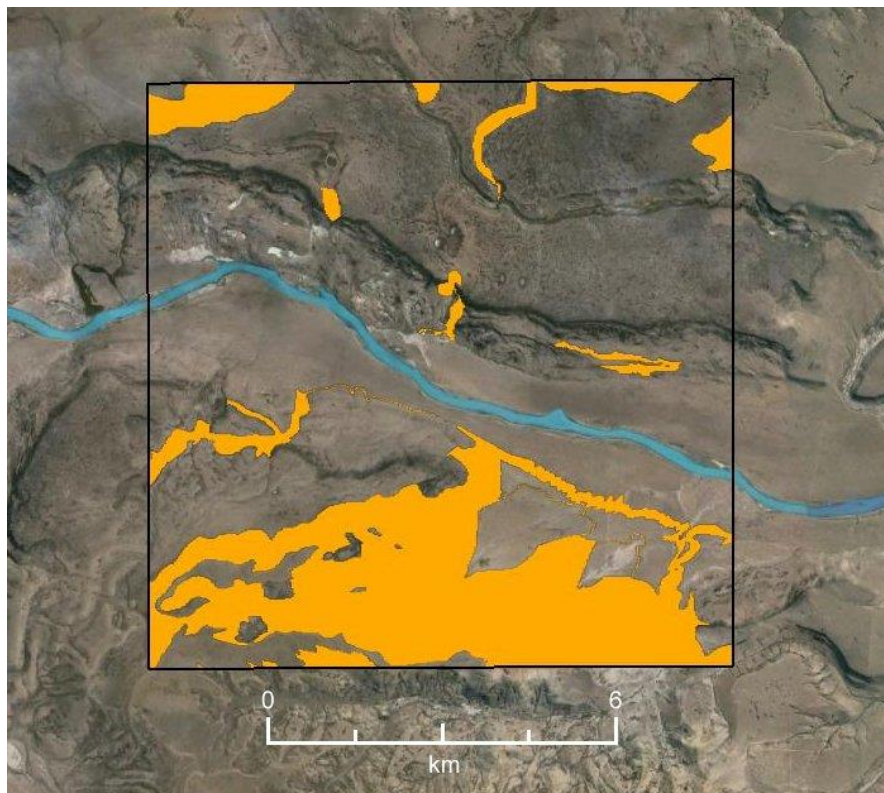


Figura 4-55. Formación Santa Cruz cubierta de acumulaciones coluviales someras.



Figura 4-56. Formación Santa Cruz con cubierta discontinua de acumulaciones de pedimento según una visual hacia el nor-noreste obtenida desde las coordenadas de los 50°14'59.67"S - 70°45'15.39"O.

4.4.1.1.2 Estratigrafía Glacigénica y Volcánica

Una reseña regional de las características de estas unidades estratigráficas fue desarrollada precedentemente en el ítem 4.3.1.2 Estratigrafía Glacigénica y Volcánica.

En el ámbito de la zona de estudios de detalle se reconoce la existencia de acumulaciones glacigénicas de till y de gravas y arenas glacifluviales pertenecientes a varias glaciaciones de las que tuvieron lugar en el valle del río Santa Cruz durante el lapso temporal que se extendió desde el Plioceno temprano y a lo largo del Pleistoceno. Entre ellas se intercalan coladas basálticas que se explayaron sobre el ámbito de esta sección del valle del río Santa Cruz, las que fueron emitidas por una serie de volcanes situados al norte de la localidad estudiada. Los depósitos de till reconocidos fueron acumulados por las dos únicas glaciaciones que llegaron hasta esta localidad (La Frutuosa y Cerro Fortaleza), mientras que las acumulaciones glacifluviales se vinculan a varios eventos de esa naturaleza, previos y posteriores a las unidades glacigénicas referidas.

A continuación se describen estas unidades clásticas y volcánicas desde la de mayor antigüedad hasta las más jóvenes.

Gravas y arenas glacifluviales de las terrazas superiores

En la zona relevada se pueden determinar varios niveles de bancos de conglomerados integrados por gravas y arenas que fueron depositadas sobre superficies de transporte fluvial labradas sobre los términos superiores de la Formación Santa Cruz. En forma preliminar se las puede separar en dos sistemas de acuerdo a la posición temporal que tienen con los basaltos Cóndor Cliff que se extienden en ambos laterales del valle: las que se depositaron antes de las vulcanitas indicadas y las que lo hicieron con posterioridad a ellas.

Las acumulaciones previas a las efusiones lávicas se las denomina en forma preliminar como Gravas y arenas glacifluviales de las terrazas superiores y comprenden cuatro niveles (I, II, III y IV). De todas ellas únicamente el Nivel II ha podido ser vinculado indiscutiblemente con una glaciación que depositó a las morenas Pampa Alta, asignables a la glaciación pedemontana más antigua de la región. Para las restantes acumulaciones situadas en los niveles I, III y IV no se han podido establecer las referidas vinculaciones glaciarias aunque se presume que su génesis está vinculada con procesos exógenos de esa naturaleza (ver discusión al respecto en el ítem 4.3.1.2.3 Evolución Morfoestratigráfica del valle del río Santa Cruz).

De estas acumulaciones más elevadas, solamente las correspondientes a los niveles III y IV aparecen en el área relevada flanqueando las secciones del valle superior del río Santa Cruz (Figura 4-57 y Figura 4-58).

Las acumulaciones correspondientes al Nivel III se localizan mayoritariamente en la margen sur del valle, en los niveles más elevados formando el tope de mesetas que están severamente recortadas por una serie de cursos fluviales de régimen estacional.

Por su parte, las acumulaciones de gravas y arenas del Nivel IV han sido en su mayor parte sepultadas por las coladas del Basalto Cóndor Cliff. De este nivel forma parte la Terraza San Fernando, aclarándose que existen otros niveles altitudinalmente cercanos a los que también se los ha incluido dentro del Nivel IV.

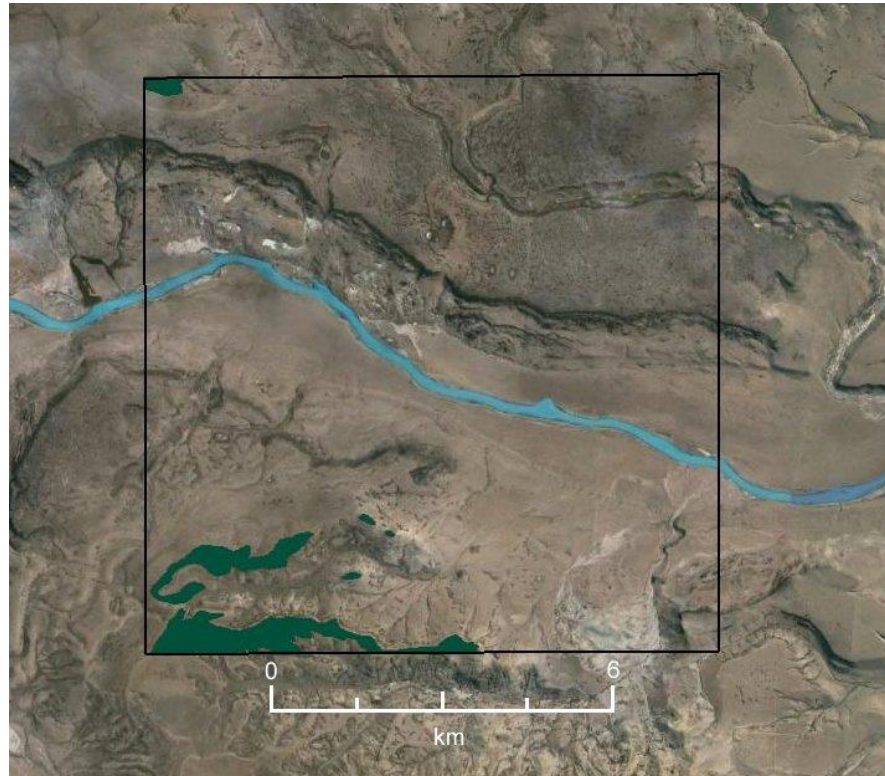


Figura 4-57. Gravas y arenas del nivel III

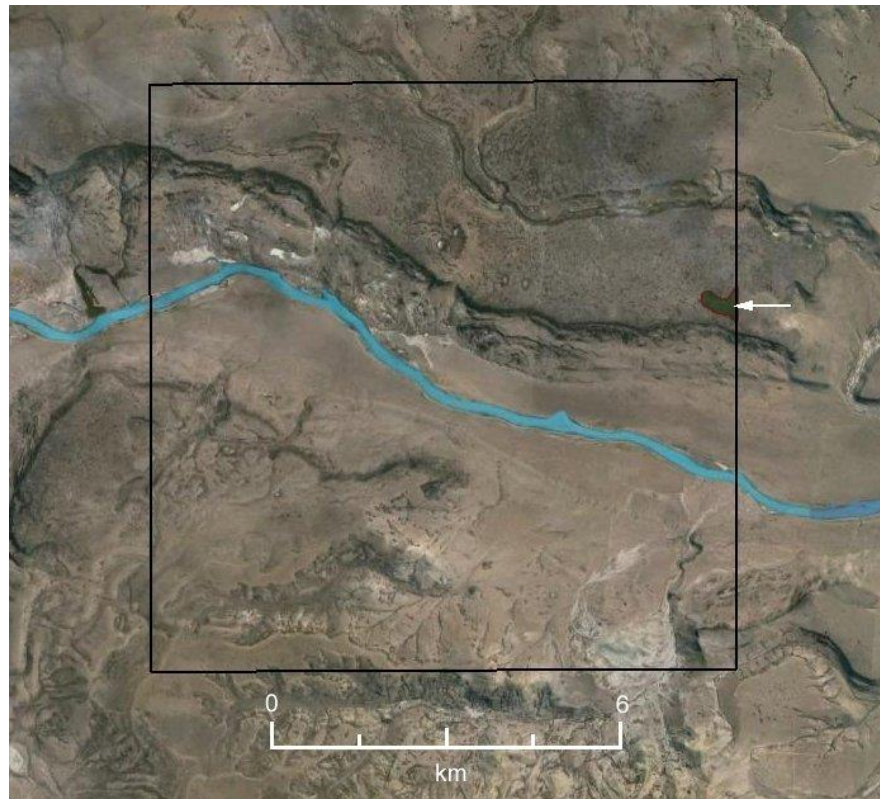


Figura 4-58. Gravas y arenas del nivel IV (Terraza San Fernando)

Basalto Cóndor Cliff

Como ya fue precedentemente indicado (ítem 4.3.1.2 Estratigrafía Glacigénica y Volcánica. Coladas de basaltos de edad pliocena y pleistocena) tienen una amplia distribución sobre la margen norte del valle (Figura 4-59) y una presencia subordinada sobre la margen sur (Figura 4-60).



Figura 4-59. Afloramientos del Basalto Cóndor Cliff en la sección superior de la traza del cierre proyectado.

En la indicada margen norte configuran coladas de basaltos superpuestas en las cuales se observan algunos cuerpos con mayor porcentaje de estructura alveolar y otros masivos donde la roca tiene una textura afanítica. En todos los casos están notablemente fracturados por dos sistemas principales de diaclasamiento, uno vertical relacionado con disyunción columnar y otro horizontal, en parte relacionado con los horizontes de contacto entre coladas (Figura 4-61).



Figura 4-60. Distribución general de los basaltos aflorantes en la margen austral del valle, según una visual desde el tope de las coladas situadas en la margen norte.



Figura 4-61. Sistemas de fracturas en las coladas superiores del Basalto Cóndor Cliff.

En las vulcanitas que se localizan en la margen norte se realizaron una serie de perforaciones exploratorias que permitieron confirmar la existencia de 64 m de una superposición de 7 coladas (perforación K-21), identificadas por los niveles alveolares situados en el tope de cada una de ellas, donde los niveles inferiores presentan una densa fracturación según varios juegos de sistemas.

Esta particularidad (grado de fracturación) también se reflejó en la recuperación de testigos que vario entre un mínimo del 55 al 65 % y máximo del 96 al 100 % en los primeros 30 m para pasar a una recuperación progresivamente decreciente en profundidad que vario entre mínimos de 27 al 33 % y máximos de 80 al 90 %.

Asimismo, el índice de calidad de roca confirmó la gran fisuración que presentan las vulcanitas ya que las mismas registraron un valor medio de 40% con máximos entre 78 y 93% para los primeros 30 m de la perforación, para pasar al sector inferior a un índice de calidad de la roca de 0%, con otros alternantes de entre 10 y 50%.

Se destaca que la fracturación referida facilita la generación de una serie de movimientos de remoción en masa que tienen una presencia muy importante en el lateral norte del valle, tal como se puede observar en la Figura 4-62, en la cual se puede reconocer además la distribución areal que presentan las vulcanitas en al ámbito de la zona relevada.

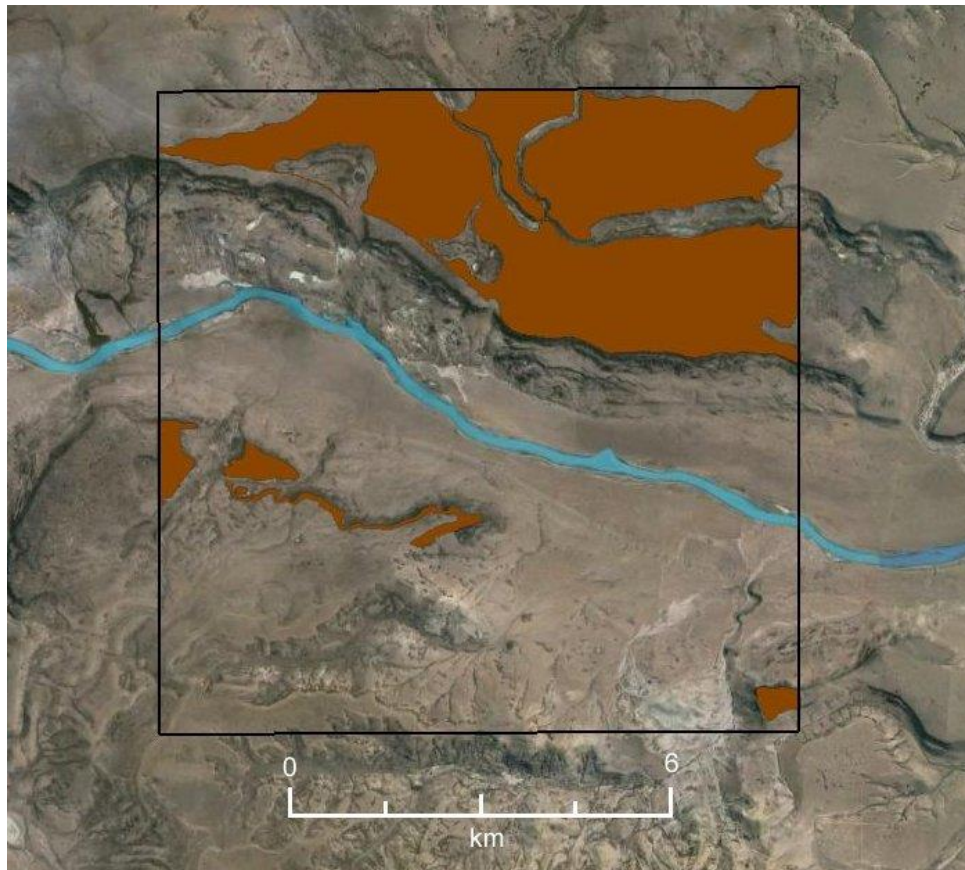


Figura 4-62. Distribución areal de los afloramientos del Basalto Cóndor Cliff en la comarca estudiada.

Morenas Estancia La Frutuosa (ELF) y sus depósitos de gravas y arenas glaciafluviales

Como ya se indicó en el desarrollo del ítem 4.3.1.2 (Estratigrafía Glacigénica y Volcánica. Morenas Estancia La Frutuosa y sus depósitos de gravas y arenas glaciafluviales), en esta región tuvieron lugar seis glaciaciones. De todas ellas solamente dos llegaron a dejar sus acumulaciones en esta localidad: La Frutuosa y Cerro Fortaleza.

La de mayor antigüedad y que además representa la segunda glaciación para la región Patagónica, que a diferencia de la primera que fue pedemontana, se encauzo claramente en el ancestral valle del río Santa Cruz, es la que se denomina Glaciación La Frutuosa. Al retirarse dejó una serie de acumulaciones morénicas que se localizan en su mayor parte sobre las planicies volcánicas que se habían estructurado previamente (Figura 4-63).

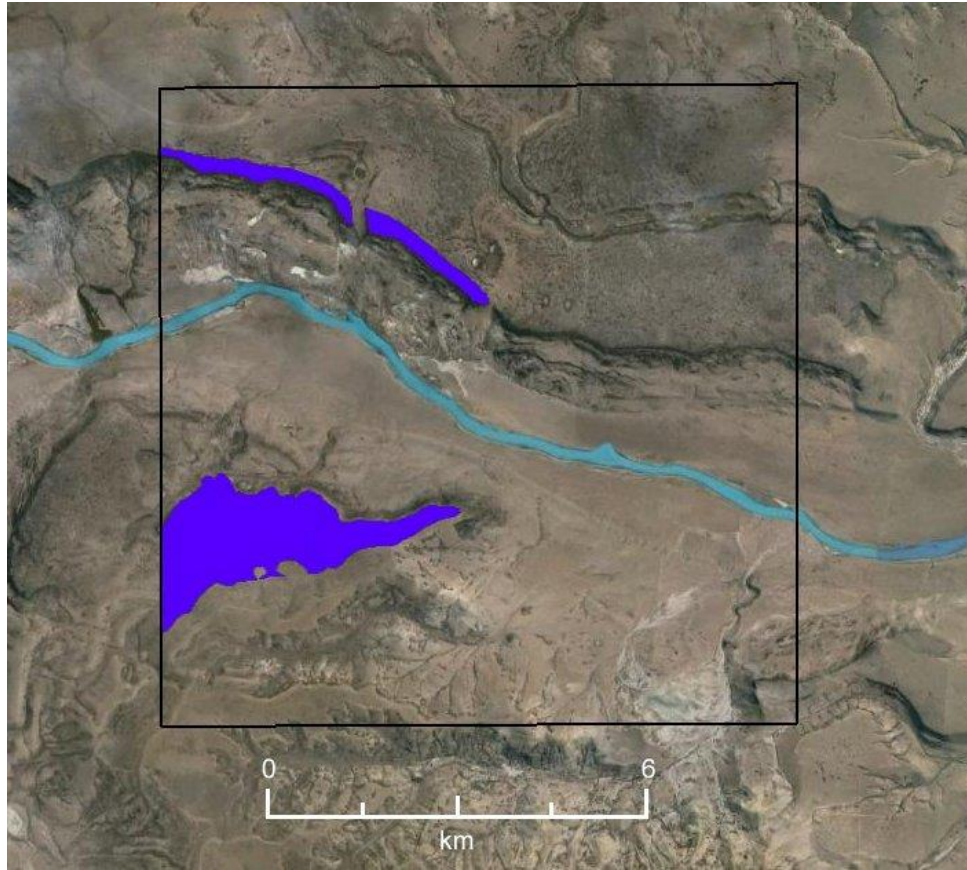


Figura 4-63. Morenas Estancia La Fructuosa (ELF)

En el caso de la margen norte dejó un angosto cordón sobre las vulcanitas pero en la margen sur las cubrió casi en su totalidad y las arrasó parcialmente.

Configura depósitos de till alojado, compuesto de bloque y gravas polimícticas con alta participación de bloques de basaltos locales, subredondeados y subangulosos (Figura 4-64), que forman el cuerpo de tres sistemas morénicos marginales principales que a su vez están compuestos de varias fajas aplanadas y angostas asociadas con pulsos glaciares.



Figura 4-64. En el primer plano se destacan las acumulaciones de till perteneciente a las Morenas de Estancia La Fructuosa (50°13'12.59"S - 70°46'51.21"O), que cubren a las vulcanitas, las que afloran atrás según una sucesión de cinco coladas.

Entre los mencionados cordones se observa una superficie regular cubierta de bloques y gravas que en su conjunto constituyen un till de ablación con bajo porcentaje de granulometrías finas y elevado porcentaje de bloque de basaltos. Si bien estas acumulaciones están abruptamente interrumpidas en la margen sur del valle por los depósitos de la glaciación Cerro Fortaleza, es muy probable que los componentes clásticos que se situaban en el piso de valle no hayan sido totalmente removidos por esta última y todavía permanezcan parcialmente como till basal, sobre todo teniendo en cuenta que la glaciación Cerro Fortaleza no tuvo la intensidad de La Fructuosa.

Morenas Cerro Fortaleza (CF) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glaciafluviales y glacialacustres

Los depósitos de las Morenas Cerro Fortaleza se relacionan con la cuarta glaciación que se desplazó a lo largo del valle durante el Pleistoceno. Si bien, antes del avance de esta glaciación había tenido lugar el avance correspondiente a la tercera glaciación Patagónica denominada Chuñi Aike, no se han podido individualizar sus depósitos, probablemente porque los mismos fueron erosionados durante el avance de la Glaciación Cerro Fortaleza, e incorporados a sus acumulaciones morénicas, sobre todo teniendo en cuenta que esta última fue más importante que la precedente.

Los depósitos que componen el cuerpo de la Morenas Cerro Fortaleza tienen una distribución asimétrica en los laterales del valle ya que presentan buen grado de preservación en la margen sur mientras que en la margen norte han sido radicalmente removidos en su mayor parte como consecuencia de un gran número de movimientos de remoción en masa de diversa tipología que desmantelaron su yacencia original (Figura 4-65)

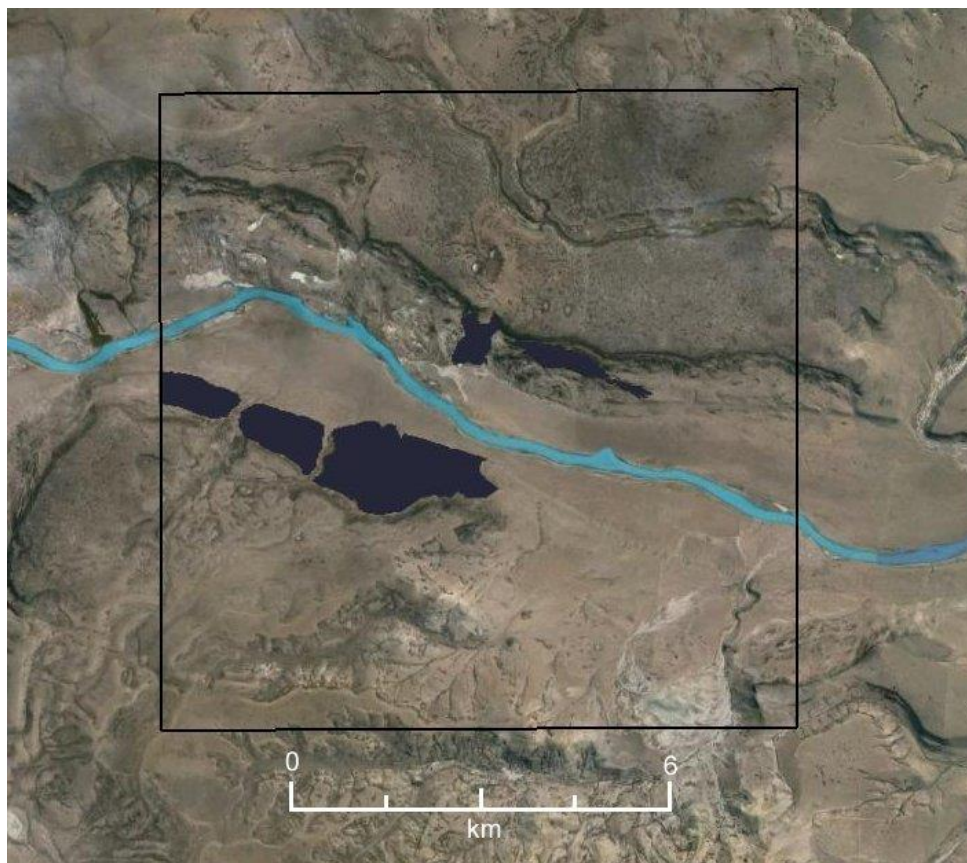


Figura 4-65. Distribución anómala a ambos lados del valle de las acumulaciones correspondientes a las Morenas Cerro Fortaleza

La referida asimetría también se refleja en las características tipológicas y estructurales que tienen las acumulaciones de till en ambas márgenes. Por ejemplo, en el lateral derecho el till es en su mayor parte del tipo alojado, con abundancia de granulometrías finas y de relativa compactación mientras que en la margen izquierda se compone de un till complejo en el cual se observan prismas de till alojado en contacto con niveles de gravas y arenas glaciales con estratificación deformada por procesos glaciectónicas e incluso, niveles de acumulaciones lacustres (varves) también intensamente deformados por el empuje del hielo.

Con la finalidad de establecer un modelo que defina cuál fue la mecánica y los subambientes locales en los cuales se depositaron estas acumulaciones, que permita obtener respuesta a la variabilidad referida, se realizaron varios perfiles de detalle en ambas márgenes aprovechando la existencia de excavaciones artificiales que se encaraban en el momento de las observaciones de campo. Las indicadas excavaciones tienen por finalidad la instalación de locaciones aptas para las tareas de perforaciones geotécnicas y caminos que las enlazan.

A partir de la realización de una transecta transversal a los depósitos de la Glaciación Cerro Fortaleza que se sitúan sobre el lateral sur del valle, se pudo comprobar que el till expuesto no presenta variaciones destacables en un recorrido que se extiende desde la cota de los 155 m hasta la de los 206 m, el que abarca la sección inferior e intermedia de sus cuerpos morénicos marginales, de tal forma que las descripciones que siguen a continuación puede ser extrapolada a la mayor parte de los depósitos que se extienden lateralmente aguas abajo y aguas arriba del cierre proyectado.

En la base del perfil, a una cota aproximada de 164 m, en el sitio correspondiente a las coordenadas 50°12'56.48"S - 70°47'11.12"O, se observa una exposición de 3.7 m de potencia en la cual queda expuesta una acumulación de 2.7 m de till alojado, compacto, en parte matriz sostén arenosa, de granulometría mediana a gruesa, con limos subordinados, en la cual se encuentran bloques de hasta 0.30 m de diámetro, con gravas medianas polimícticas (Figura 4-66).



Figura 4-66. Característica granulométricas, petrológicas y estructurales del till alojado correspondiente a Cerro Fortaleza.

En su mayor parte las fracciones correspondientes a los bloques son polimícticas, con participación de vulcanitas locales pero con elevada presencia de petrologías variadas, exóticas y cuya área de proveniencia está situada en la zona andina. Los bloques son en general subredondeados, con ejemplares facetados que presentan estriaciones. También se observa clastos con poco redondeamiento especialmente en los clastos y bloques volcánicos locales. Todos estos rasgos implican un mínimo transporte glacifluvial. En la mayor parte del perfil expuesto el till presenta una cementación carbonatica secundaria que le imprime una tenacidad parcial, la misma queda evidenciada en la pátina blanquecina que tienen los clastos y bloques observados. La referida cementación secundaria disminuye hacia el nivel inferior del perfil.

En la sección superior del perfil se localiza un nivel intemperizado y parcialmente edafizado de color pardo claro sobre el que se extiende una capa de suelo que presenta abundantes gravas de diámetro grueso a mediano, que en gran parte corresponde a una cubierta coluvial (Figura 4-67).



Figura 4-67. Nivel superior del till con presencia de una zona edafizada.

Un segundo perfil fue relevado a la cota de los 185 m, en el sitio correspondiente a las coordenadas de los 50°13'0.07"S - 70°47'12.07"O (Figura 4-68).



Figura 4-68. Till superior con estructura clasto sostén.

En el mismo se reconoce la presencia de un till alojado de características muy similares a las referidas para el asomo descripto 20 metros más abajo, aunque es esta localidad aumenta la participación en el porcentaje de bloque y gravas gruesas de tal forma que la acumulación es del tipo clasto sostén. Esta particularidad es indicadora que en parte se trata de un till parcialmente lavado. En el nivel superior se observa una acumulación coluvial claramente separada del techo del till, la que a diferencia de este no presenta cementación carbonática secundaria.

Con el fin de determinar la continuidad de estas acumulaciones en el subsuelo se consultaron los datos contenidos en los sondeos geotécnicos que en esta localidad fueron realizados por AyEE en 1978. Los correspondientes al K5 y el K 10 permiten interpretar la presencia de una acumulación de aproximadamente 100 m de potencia mínima, en el primer caso, y 30 m en el segundo, que en general se corresponden con las características que presentan las acumulaciones relevadas en superficie.

La distinción que se destaca se relaciona con la perforación K5, en la cual las características del till son similares a las superficiales hasta una profundidad de aproximadamente los 30 m, a partir de donde disminuye la participación de bloques y aumenta la de materiales clásticos arenosos y gravosos, lo que podría indicar la presencia de facies glaciales interdigitadas con las acumulaciones de till alojado por procesos glaciectónicos de contacto local.

Por su parte, el análisis del sondeo K23 permite interpretar la existencia de aproximadamente 80 m de espesor de till alojado. Asimismo, como rasgo muy destacable, este perfil presenta en el nivel basal un anómala abundancia de vulcanitas, a una profundidad que se extiende entre los 72.20 m y 76.60 m, que solo puede ser interpretada a partir de la existencia de bloques asentados ya que es poco probable que se sitúen a esa profundidad desde su origen teniendo en cuenta las posiciones que tenía el piso del valle cuando las vulcanitas arribaron a esta localidad, que fue con anterioridad al avance de la segunda glaciación (La Fructuosa).

De acuerdo con este razonamiento, luego del retiro de la glaciación La Fructuosa y durante los intervalos interglaciales posteriores a esta glaciación y el que ocurrió luego del retroceso de la tercera glaciación Chuñi Aike, en el valle profundizado debieron ocurrir movimiento de remoción en masa como los que se presentan en la actualidad. Los bloques asentados con cubiertas volcánicas descendieron por gravedad hacia las posiciones más bajas del valle y posteriormente, el avance de la glaciación Cerro Fortaleza no logró remover los bloques desplazados y los sobrepaso depositando sus acumulaciones glaciales sobre ellos. De esta forma, el sondeo K23 estaría indicando esta progresión de procesos dinámicos. En las Figura 4-69, Figura 4-70 y Figura 4-71 se visualiza la secuencia dinámica referida. Es además destacable que en ese sector existen actualmente condiciones favorables a la inestabilidad y posterior caída de la pendiente ya que configura unos de los pocos sitios que tienen movimientos de remoción en masa en la margen sur, los que en el estudio realizado han sido clasificados como del tipo expansión lateral. Es probable que esta situación se deba a una singularidad local que mantiene condiciones de inestabilidad para esta zona.

Por otra parte, es interesante destacar que en el sondeo K25, situado por encima de las acumulaciones glaciales, aunque en el ámbito de carpetas de talud y, especialmente, áreas en las cuales están presentes formas derivadas de movimientos de remoción en masa, especialmente deslizamientos rotacionales, la información contenida en el mismo indica claramente la ausencia de till alojado y la presencia a 30 m de profundidad desde la boca del pozo, de la aparición de sedimentos correspondientes a la Formación Santa Cruz, situación que es concordante con las interpretaciones realizadas en superficie y expuestas en el relevamiento efectuado tanto en el campo como en la interpretación de imágenes remotas.

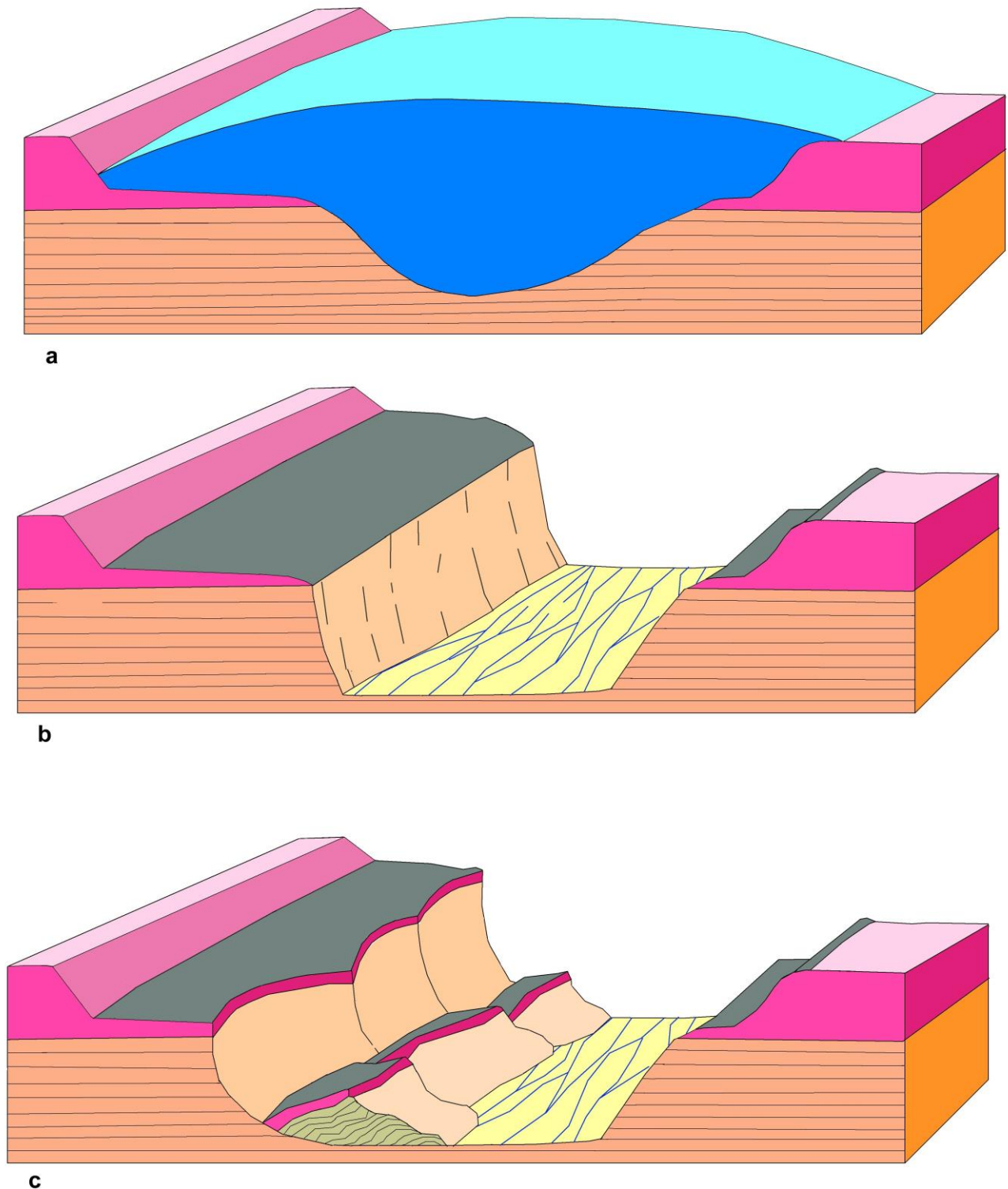
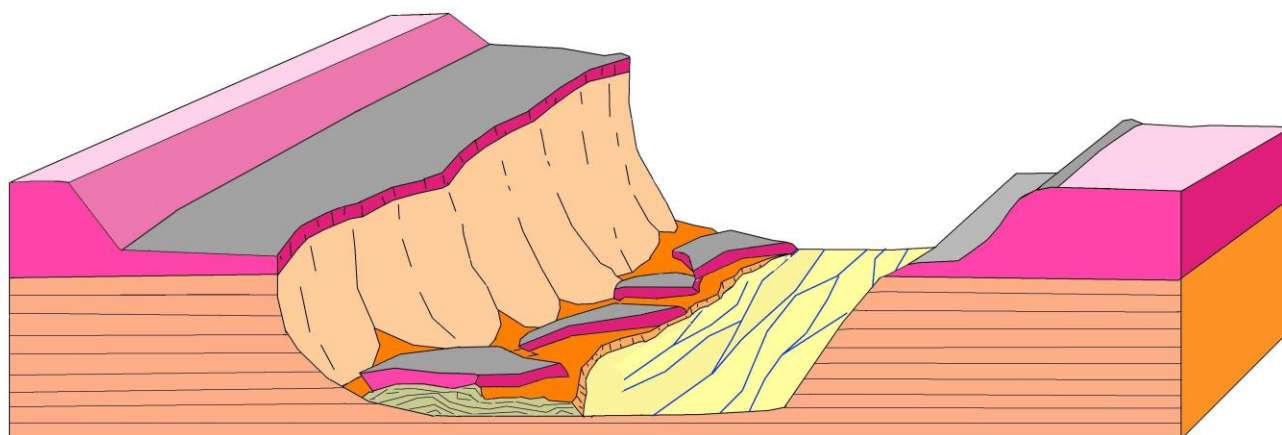
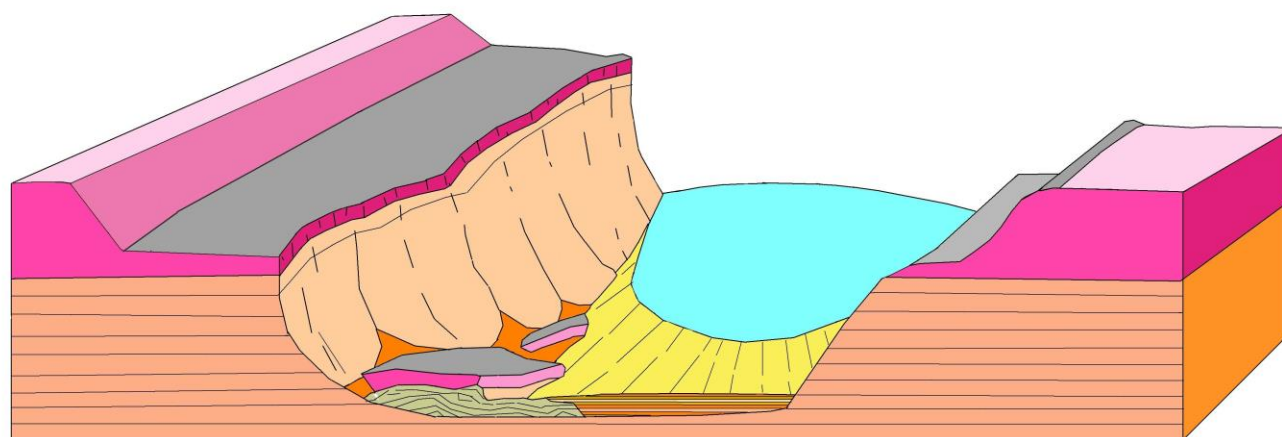


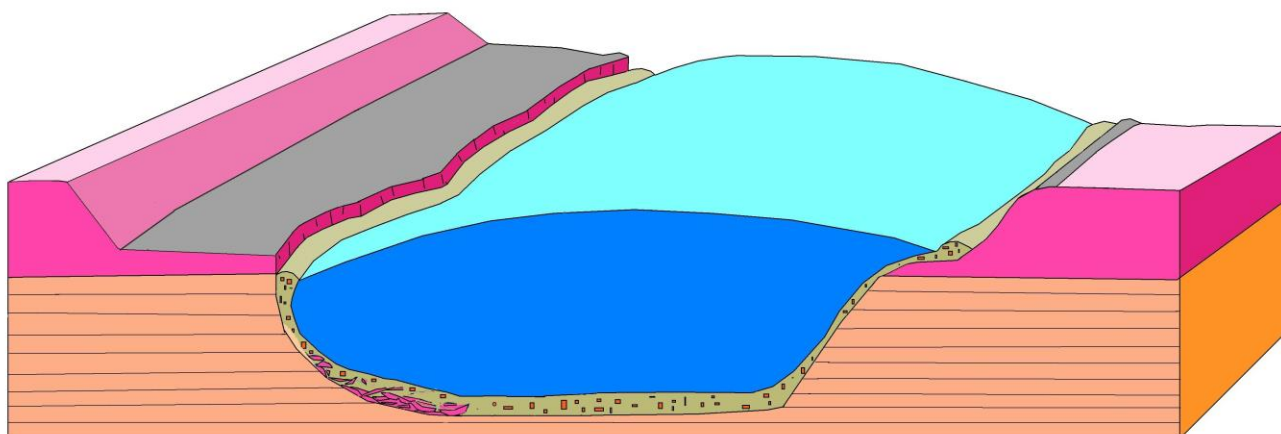
Figura 4-69. Los basaltos Cóndor Cliff (color morado) sobreyacen a las sedimentitas terciaria (color anaranjado). En (a) avance de la Glaciación La Fructuosa, (b) retroceso de la glaciación, profundización del piso del valle durante interglaciarios y posterior expansión de la llanura aluvial, (c) remoción en masa y caída de los basaltos por planación lateral.



d



e



f

Figura 4-70. En (d), los procesos fluviales erosionan parcialmente los bloques con coladas caídos en el piso del valle, (e) avance de la glaciación Cerro Fortaleza, (f) incorporación de las coladas en la base del till Cerro Fortaleza.

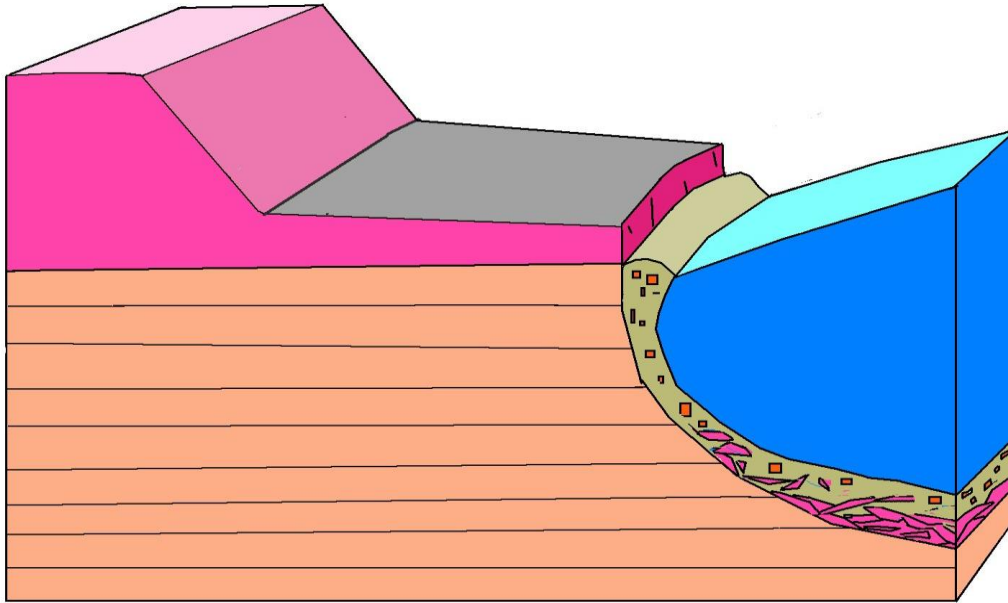


Figura 4-71. Detalle de las coladas del basalto incorporadas al till Cerro Fortaleza.

Como se indicó precedentemente, se realizó además un relevamiento de detalle en la margen norte del valle con la finalidad de establecer las características que las acumulaciones de till pertenecientes a Cerro Fortaleza presentan en la misma. A diferencia de lo observado en la margen opuesta, en esta pendiente norte las acumulaciones glaciares fueron notablemente removidas por procesos de remoción en masa que tuvieron lugar luego del retiro de esta glaciación, e incluso, siguieron ocurriendo hasta la actualidad.

De todas formas, a pesar que las acumulaciones originales han estado desplazándose a partir de movimientos de masas de variada tipología, se ha podido realizar una reconstrucción sobre las características que presentaban inicialmente debido a que en gran parte estos movimientos son del tipo deslizamiento rotacional, lo que implica la preservación parcial del depósito original. Además se realizó otro perfil sobre los depósitos que no tuvieron movimientos gravitacionales desde que fueron acumulados por los glaciares con el fin de establecer comparaciones con las deformaciones que cada una de las secciones tienen en sus depósitos. Las observaciones se realizaron en los puntos que se indican en la imagen de la Figura 4-72 a lo largo de locaciones y caminos ya que configuran destapes relativamente profundos.

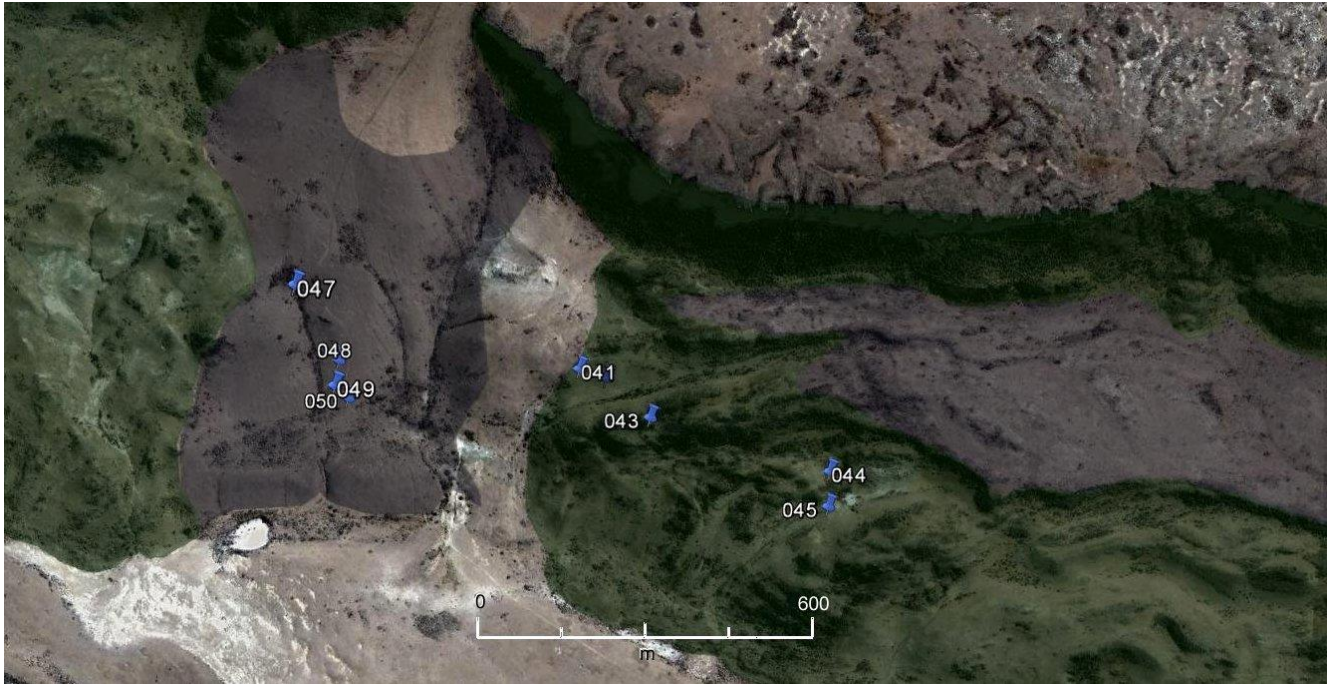


Figura 4-72. Localidades de las observaciones realizadas. La pantalla violeta señala las acumulaciones de till sin perturbaciones postdeposicionales destacables. La pantalla verde claro señala las áreas afectadas por remoción en masa.

Tal como se puede ver, se sitúan en parte en un sector donde las acumulaciones pertenecientes a Cerro Fortaleza no presentan mayores perturbaciones (pantalla violeta claro), estaciones (047) 70°46'49.92"O - 70°47'20.99"O; (048) 50°11'58 - 76"S - 70°47'17.96"O; (049) 50°12'0.21"S - 70°47'18.55"O y (050) 50°12'0.97"S - 70°47'17.50"O, y en otro en el cual han sido severamente perturbadas por movimientos de remoción en masa, especialmente del tipo deslizamiento rotacional (pantalla verde), estaciones (041) 50°11'59.73"S - 70°46'56.05"O; (042) 50°12'0.29"S - 70°46'53.66"O; (043) 50°12'2.61"S - 70°46'49.92"O; (044) 50°12'6.00"S - 70°46'34.12"O y (045) 50°12'8.01"S - 70°46'34.32"O.

Observaciones entre las estaciones 047 y 050

En la sección donde no se presentan perturbaciones post deposito, en el nivel superior (estación 047; 70°46'49.92"O - 70°47'20.99"O) se exhibe una acumulación de color castaño claro de limos y arenas con estratificación laminar acumuladas en un medio lacustre local de posición marginal al margen de hielo en el contacto con el lateral del valle y sus acumulaciones glaciarias marginales (Figura 4-73). Estos sedimentos están severamente deformados por plegamientos locales. Sobre ellos se apoyan bloques de hasta 1 m de diámetro y gravas de diversa granulometrías, subredondeados y polimícticos que constituyen un cuerpo de till de ablación de color gris, con bajo porcentaje de arenas correspondiente a un cordón morénico marginal (Figura 4-74). Todo el conjunto muestras evidencias de haber sido sometido a empuje glacitectónico postdeposicional.



Figura 4-73. Depósitos lacustres deformados por empuje del glaciar.



Figura 4-74. Till de ablación apoyado sobre depósitos lacustres.

Entre las estaciones 047 y 048 ($50^{\circ}11'58'' - 76''S - 70^{\circ}47'17.96''O$) se extiende una acumulación de 30 m de potencia que en su mayor parte se compone de un till alojado, muy compacto de granulometría arcillo limosa color castaño claro, con algunos niveles con arenas finas, en el cual se observan bloques aislados y gravas gruesas subordinadas, subredondeadas y polimícticas, con alta participación de petrologías volcánicas locales (Figura 4-75).

A una cota de 10 m abajo del punto anterior, desde la estación 048 a la 049 ($50^{\circ}12'0.21''S - 70^{\circ}47'18.55''O$), se desarrolla un depósito en el cual se interestratifican bancos de gravas con estratificación entrecruzada con otros de arenas gruesas y medianas e incluso niveles de granulometría fina con estratificación laminar con presencia de clastos caídos por balseo. En general el conjunto tiene perturbaciones en la estratificación original de baja escala.



Figura 4-75. Till alojado

Finalmente, entre las estaciones 049 y 050 ($50^{\circ}12'0.97''S$ - $70^{\circ}47'17.50''O$) se extiende un till complejo en el cual están presentes niveles lacustres con estratificación laminar, bancos de arenas finas y medianas con estratificación entrecruzada y diagonal, arenas y gravas gruesas con estratificación entrecruzada y bolsillos de till. Toda la secuencia se encuentran deformada por empuje del glaciar aunque también se observa estructuras postdeposicionales relacionadas con fallamiento directo (Figura 4-76).



Figura 4-76. Acumulaciones fluviales y lacustres (banco inferior) afectadas por fallamiento directo. Se puede observar que antes de la depositación del banco de arenas y gravas superior, el nivel lacustre había sido deformado por empuje del glaciar.

Observaciones entre las estaciones 041 y 045

Estas locaciones se sitúan sobre una pendiente que ha sido modelada enteramente por movimiento de remoción en masas modernos.

Entre las estaciones 041 (50°11'59.73"S - 70°46'56.05"O) y 042 (50°12'0.29"S - 70°46'53.66"O) se observan afloramientos de la Formación Santa Cruz. Se compone de una exposición de 2 m de potencia visible de un banco masivo sin estructura, intensamente fracturado, probablemente como consecuencia de haberse desplazado por el deslizamiento que lo comprometió, integrado de arcillitas de color castaño claro. En su sección intermedia se interestratifica un banco de 15 cm de espesor, también arcilloso pero de color rosado (Figura 4-77). Este banco permite confirmar que el paquete presenta estructuras de deformación que implican esfuerzos distintivos. Teniendo en cuenta que esta sedimentita forma parte de un bloque mayor que se desplazó por un movimiento del tipo deslizamiento rotacional, es probable que la estructura de deformación esté relacionada con el proceso de remoción en masa.



Figura 4-77. Bloque asentado en el cual están presentes arcillitas de la Formación Santa Cruz

En la estación 043 (50°12'2.61"S - 70°46'49.92"O) a cota similar a la anterior, se observan afloramientos locales de till alojado, masivo, con abundante matriz integrada de arenas dominantes, con clasto aislados en bajo porcentaje, subredondeados a algo angulosos y, polimícticos (Figura 4-78).



Figura 4-78. Till alojado

Continuando con un recorrido lateral, en la estación 045 ($50^{\circ}12'8.01''S - 70^{\circ}46'34.32''O$) se localiza un depósito glaciario complejo integrado por un till basal alojado, de granulometría arcillosa, sobre el cual apoya en relación discordante una secuencia glaciifluvial constituida de bancos arenosos interestratificados con otros compuestos de gravas arenosas con estratificación entrecruzada en cubeta. Coronando estas acumulaciones se extiende un till de ablación integrado de bloques y gravas gruesas, subredondeadas y polimícticas. Todo el depósito está intensamente plegado por efecto de esfuerzos compresivos vinculados con el empuje del glaciar que les dio origen (Figura 4-79).



Figura 4-79. Till complejo

A 30 m al sur de la estación 045 se extiende un cuerpo similar, aunque en este caso la secuencia estratificada se compone de un conglomerado grueso con acumulaciones lacustres con estratificación laminar. Esta secuencia apoya sobre un till con bloques de dimensiones métricas y sobre ella apoya otro till similar aunque con bloques de menor diámetro. Como en el depósito anterior, también en éste las acumulaciones glaciifluviales están intensamente plegadas (Figura 4-80).



Figura 4-80. Till complejo.

De acuerdo a las descripciones realizadas precedentemente se destaca la notable diferencia que tienen las acumulaciones glaciogénicas en cada lateral del valle donde contrastan sus estructuras singénicas, los subambientes de acumulación que tienen en su conformación y deformación postdeposicional que las afecto.

Las acumulaciones complejas que se desarrollaron sobre el lateral norte del valle se ejemplifican en el modelo dinámico que se ilustra en los siguientes bloques a, b, c, d y e, el que fue desarrollado por Malagnino (2009) para secuencias glaciarias desarrolladas en el Pleistoceno.

En el bloque (a) el glaciar avanza acumulando por expansión lateral los productos clásticos que erosiona en su frente, lo que le permite construir una morena de empuje.

Durante un interestadial (retroceso menor dentro de un ciclo glaciario principal) el avance se detiene y el borde de hielo retrocede por ablación generándose entre el margen del glaciar y la espalda de la morena marginal una depresión. En este ambiente, si el retroceso es leve, tendrá lugar la circulación del agua de ablación mediante un curso fluvial marginal a la lengua de hielo y la superficie interna de la morena de tal forma que se acumularan en ese espacio depósitos glacifluviales.

En cambio, si la depresión es importante como consecuencia de un interestadial pronunciado, se formara en ese espacio un lago local elongado (bloque b), ambiente en el cual se acumularan sedimentos lacustres (Bloque c).

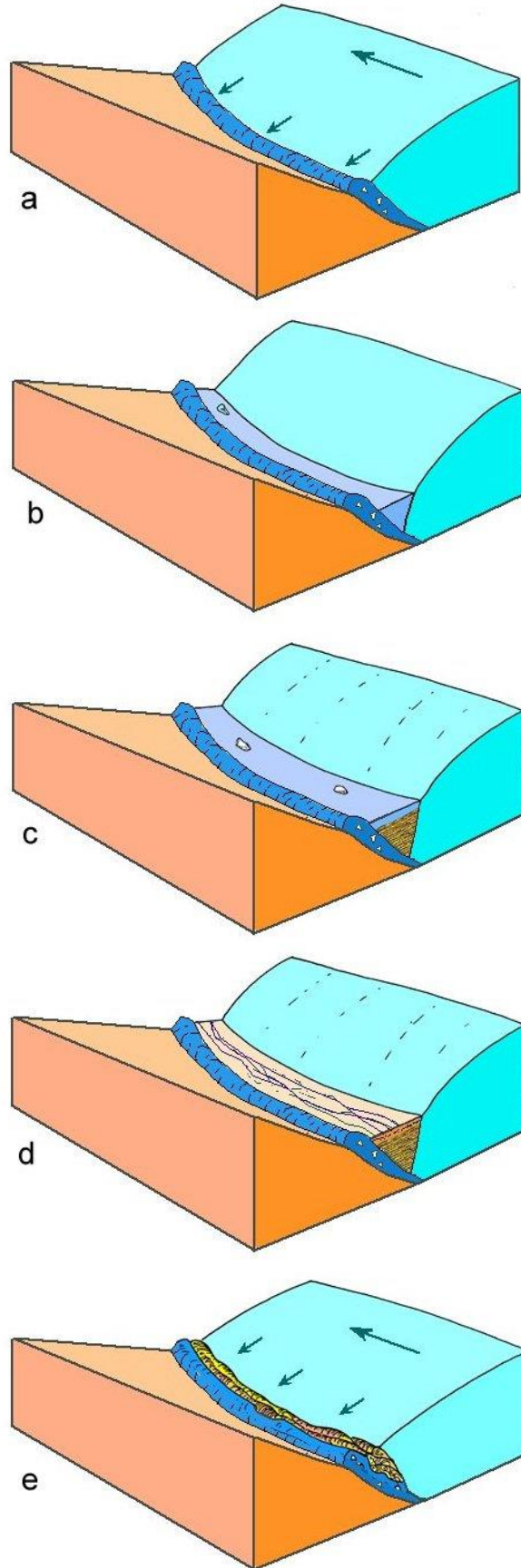


Figura 4-81. Modelo dinámico para las acumulaciones complejas que se desarrollaron sobre el lateral norte del valle (modificado de Malagnino, 2009).

La sedimentación lacustre continuara en la depresión hasta que la misma sea totalmente sedimentada, situación que se alcanza rápidamente en estos ambientes en los cuales el agua está cargada de sedimentos debido al trabajo erosivo glaciario. Cuando esta situación ocurre, el medio de sedimentación cambia y la depositación pasa a ser glacialfluvial y sobre las secuencia lacustres se acumulan arenas y gravas con estratificación entrecruzada (Bloque d).

Oscilaciones menores podrían configurar depósitos glacialfluviales iniciales, pero si el retroceso se acelera, se formarían sobre ellos nuevos depósitos lacustres y si luego el frente glaciario se estaciona, se colmataría la depresión y nuevamente se reiniciara sobre las secuencias lacustres una nueva sedimentación glacialfluvial. De esta forma se explican las superposiciones recurrentes que tienen estas acumulaciones, las que denotan la variabilidad pronunciada que exhiben los medios de depositación marginales al glaciar y en contacto con él.

Luego del periodo interestadial tiene lugar el reavance del glaciar durante un Estadial, que se define como una progresión menor dentro de una tendencia general retrocederte. Esta expansión da lugar al empuje de los depósitos lacustres y glacialfluviales que se habían sedimentado en la depresión, de tal forma que sobre la cara interna del arco marginal inicial se acreciona un prisma clástico que a diferencia del till perteneciente a la morena de empuje, está bien estratificado. El proceso va acompañado de la deformación que tenía el depósito inicial, según estructuras compresivas (Bloque e).

La repetición de la dinámica detallada da lugar a una serie de prismas clásticos que se adosan contra la morena marginal, los que analizados en detalle, permiten establecer como vario la tasa de desplazamiento del glaciar. Si los reavances son severos, parte de los sedimentos de la base del glaciar pueden incorporarse a su margen y sobrepasar a los prismas precedentes, de tal forma que tienen lugar acumulaciones como las de la Figura 4-80.

El retroceso oscilante referido ha sido una constante para la totalidad de las glaciaciones reconocidas en el valle del río Santa Cruz, razón por la cual estas acumulaciones complejas son frecuentes. Para el caso de las que aquí se han ejemplificado, este conocimiento es de gran importancia ya que estas acumulaciones se localizan sobre las secciones fluviales en las cuales se instalara el eje de la presa proyectada.

Asimismo, y teniendo en cuenta lo indicado, es conveniente resaltar que esta situación no ocurrió con igual tendencia en la margen sur del valle, por lo menos para las acumulaciones superiores e intermedia, probablemente porque en ese sector las pendientes son más empinadas y de esa forma no se dieron las condiciones propicias para que se generaran ambientes de sedimentación similares.

Finalmente se destaca que se debe prestar atención sobre el efecto que estas acumulaciones complejas inducen en la compactación y permeabilidad del piso y los niveles subyacentes, ya que en ellas estas cualidades muestran una variabilidad muy grande al coexisten prismas muy impermeables y compactos (till alojado) con otros sedimentos de elevada permeabilidad (gravas glacialfluviales).

Gravas y arenas glacialfluviales de las Terrazas Intermedias e Inferiores

Comprenden los niveles de terraza que se labraron con posterioridad a las efusiones basálticas y se asocian con el agua de fusión de las glaciaciones de Chuñi Aike, Cerro Fortaleza, Arroyo Verde y El Tranquilo (Figura 4-82 y Figura 4-83).

Se componen de bancos de gravas de diversa granulometría y arenas con participación subordinada de limos. Estas acumulaciones se depositaron sobre superficies de transporte que fueron labradas sobre unidades geológicas preexistentes, en general correspondientes a las sedimentitas terciarias de la Formación Santa Cruz.

Sus componentes líticos presentan redondeamiento variable y su naturaleza petrológica permite confirmar que la mayor parte de ellos proviene desde el ambiente geológico de la faja andina.

Estas acumulaciones, a diferencia de las relacionadas con los niveles de gravas y arenas más elevados, se localizan según faja elongadas insertas en el valle inferior del río Santa Cruz ya que originalmente constituían planicies glacifluviales encauzadas.

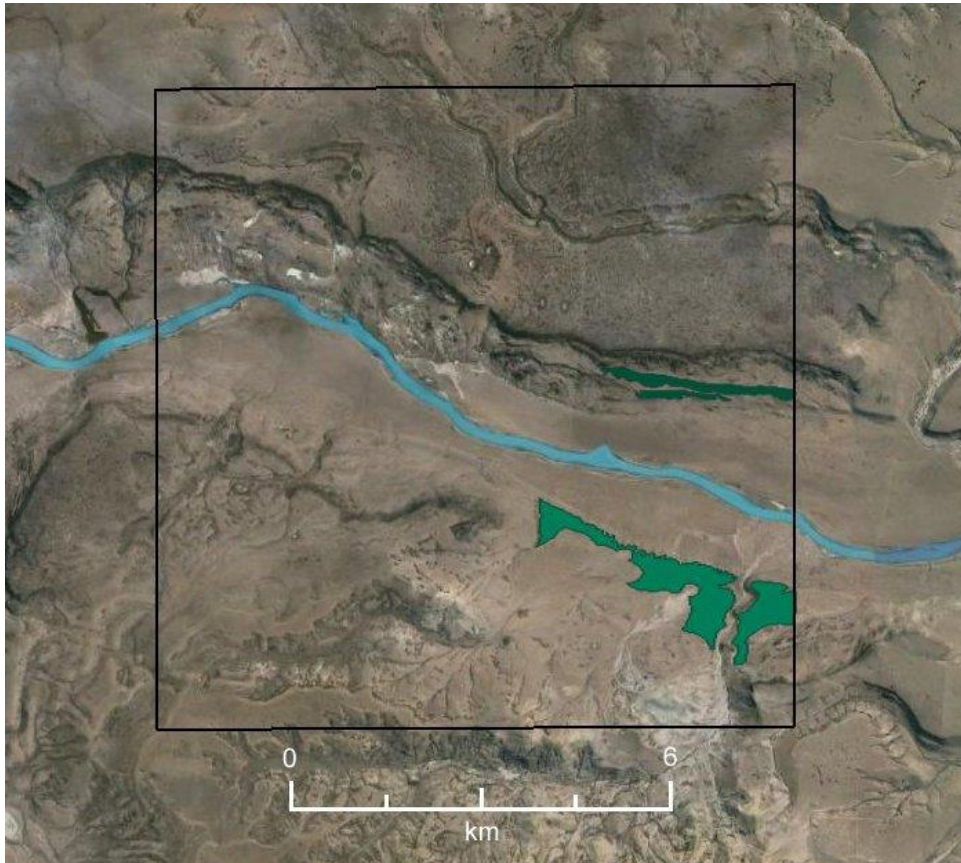


Figura 4-82. Terrazas glacifluviales intermedias

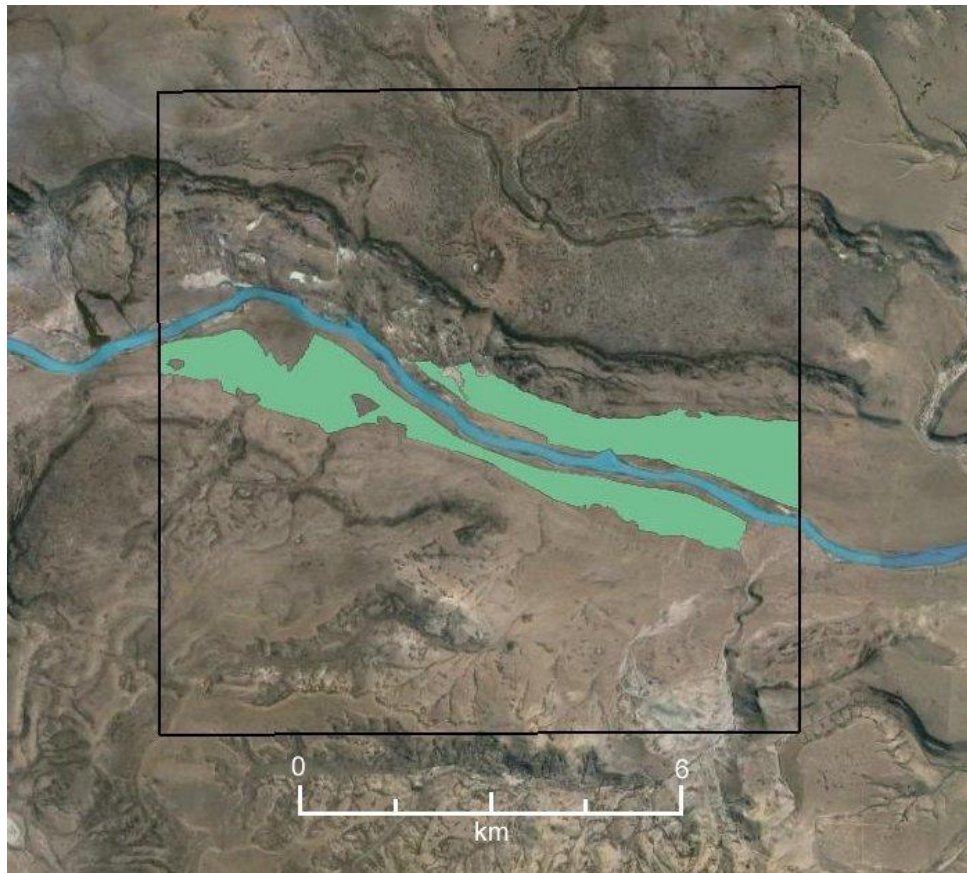


Figura 4-83. Terrazas glaciafluviales inferiores.

Depósitos de remoción en masa

Tienen una amplia presencia en la zona del cierre, especialmente sobre su margen norte. Sobre la traza del cierre proyectado constituyen bloques de decenas a centenares de metros de longitud que tienen diverso grado de dislocación. Los de mayor fracturación, situados aguas arriba del cierre proyectado, se han removilizado parcialmente como avalanchas de rocas dando lugar a depósitos de cenoglomerados.

Otras acumulaciones derivadas de estos movimientos de masas, aunque fuera del ámbito de la traza, son las carpetas de talud que se extienden al pie de las escarpas basálticas, en estos depósitos se observan bloques angulosos de tamaño métrico. Sobre la margen sur no se observan en la traza proyectada.

En la Figura 4-84 se ilustran las áreas afectadas por movimientos de remoción en masa en general, sin especificar su tipología. Como puede apreciarse en la misma, abarcan una notable superficie de las pendientes de valle, especialmente las que serán sometidas a cambios radicales con la materialización del proyecto hidroeléctrico. Parte considerable de estos ambientes serán excavados e inundados, acciones estas entre otras, que modificarán negativamente los factores que actualmente condicionan y desencadenan la aparición de movimientos de remoción en masa.

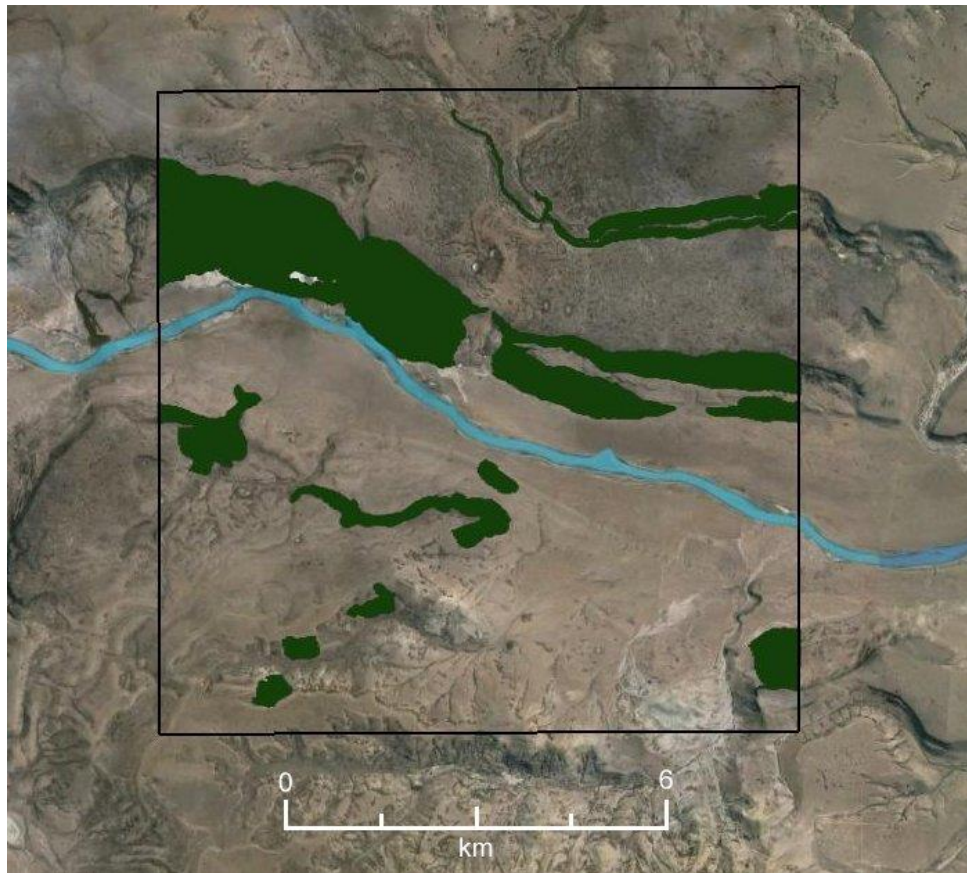


Figura 4-84. Áreas con remoción en masa.

Depósitos de terraza aluvial

Se extienden a ambos lados del río Santa Cruz (Figura 4-85). Configuran un nivel principal de terraza aluvial, que se localiza a aproximadamente 2 m. por encima de su planicie aluvial. Otros subniveles menores se escalonan entre ambas superficies, especialmente sobre la margen izquierda del río Santa Cruz (Figura 4-86).

Sus acumulaciones consisten en gravas dominantes, arenas y limos. Las gravas son de un tamaño medio variable a lo largo de un recorrido paralelo al cauce actual que oscila desde un diámetro medio de 5 cm. hasta 15 cm., con gravas finas y arenas. En algunos sectores estas acumulaciones están cubiertas por arenas de tal forma que las gravas no se exponen en superficie.

Sobre la base de los sondeos realizados en estas acumulaciones se determina que tienen un espesor variable que oscila entre los 6 m (K15), 23 m (K2) y 43 m (K3). Asimismo, los resultados de ensayos de permeabilidad han dado registros desiguales que se distribuyen en forma errática. Los de máxima absorción se relacionan en general con depósitos de gravas dominantes, caladas o con matriz arenosa y se considera que estas acumulaciones presentan elevada permeabilidad.

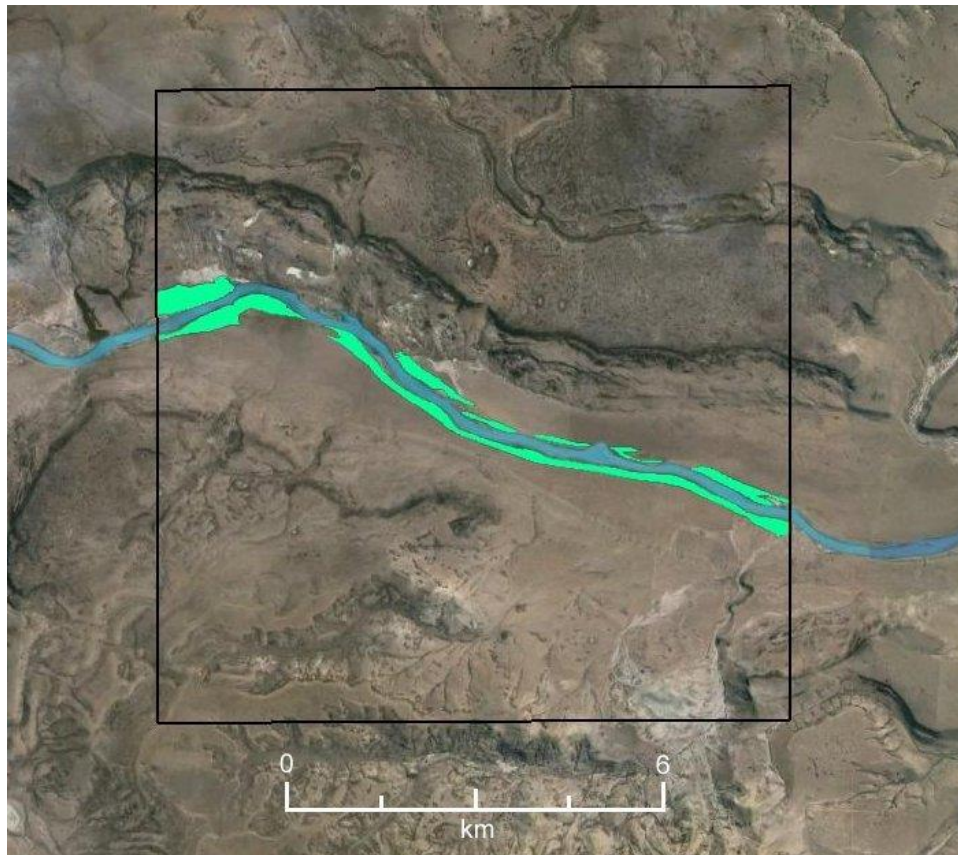


Figura 4-85. Distribución de las acumulaciones de terraza del río Santa Cruz



Figura 4-86. Sub nivel de terraza y depósitos de planicie aluvial

Las gravas están bien redondeadas, son polimícticas y en ellas están presentes rocas graníticas, volcánicas exóticas y sedimentarias. Los bloques de mayor tamaño subredondeados corresponden a las vulcanitas locales de los Basaltos Cóndor Cliff.

Depósitos de llanura aluvial y cono aluvial

Las acumulaciones de llanura aluvial se localizan a ambos lados del cauce del río Santa Cruz constituyendo sendas fajas de ancho regular que en el área del cierre proyectado alcanza los 20 metros de ancho (Figura 4-87).

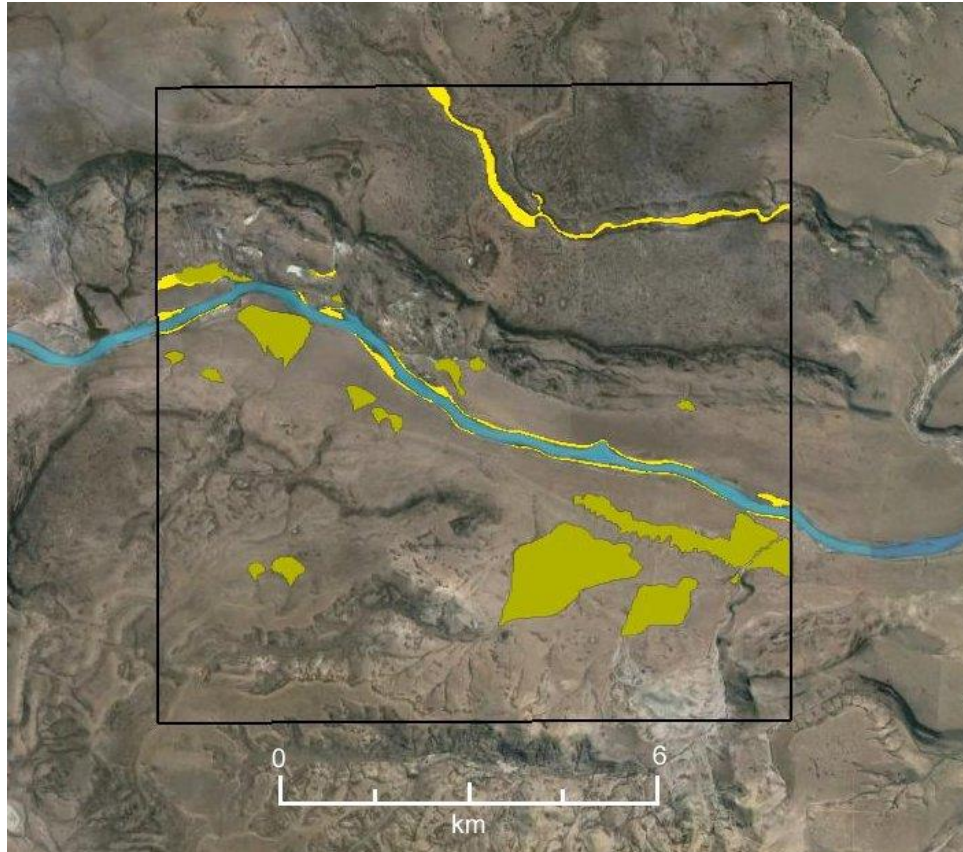


Figura 4-87. Distribución general de los depósitos de llanura aluvial y abanico aluvial

Durante los períodos de crecientes esta superficie queda totalmente cubierta por las aguas y sobre ella tiene lugar el transporte clástico de gravas y arenas finas y medianas subordinadas que son arrastradas por las corrientes tractivas como carga de fondo, y limos y arcillas que son transportadas en suspensión. Durante la merma de caudal la superficie de la planicie aluvial alcanza su mayor exposición. En éste lapso los componentes clásticos son depositados en el cauce, él que en la zona de la traza es del tipo monocal y hábito algo sinuoso, aumentando su irregularidad hacia el este y el oeste de ésta localidad. Durante los períodos de aguas bajas, el hábito fluvial se modifica ya que se observa la formación de barras laterales y centrales. Las gravas son polimícticas, redondeadas, con un diámetro medio 6 centímetros. También se observan bloques aislados con participación menor de arenas y limos (Figura 4-88).



Figura 4-88. Bloques aislados con participación menor de arenas y limos.

Por su parte, las acumulaciones de cono aluvial se conforman de arenas, limos y arcillas subordinadas, estas últimas sobre todo en los abanicos que tienen circulación restringida. En su mayor parte se sitúan en la margen sur y no se los observa sobre la traza del cierre.

Depósitos eólicos y lacustres

Su distribución general se puede ver en la Figura 4-89.

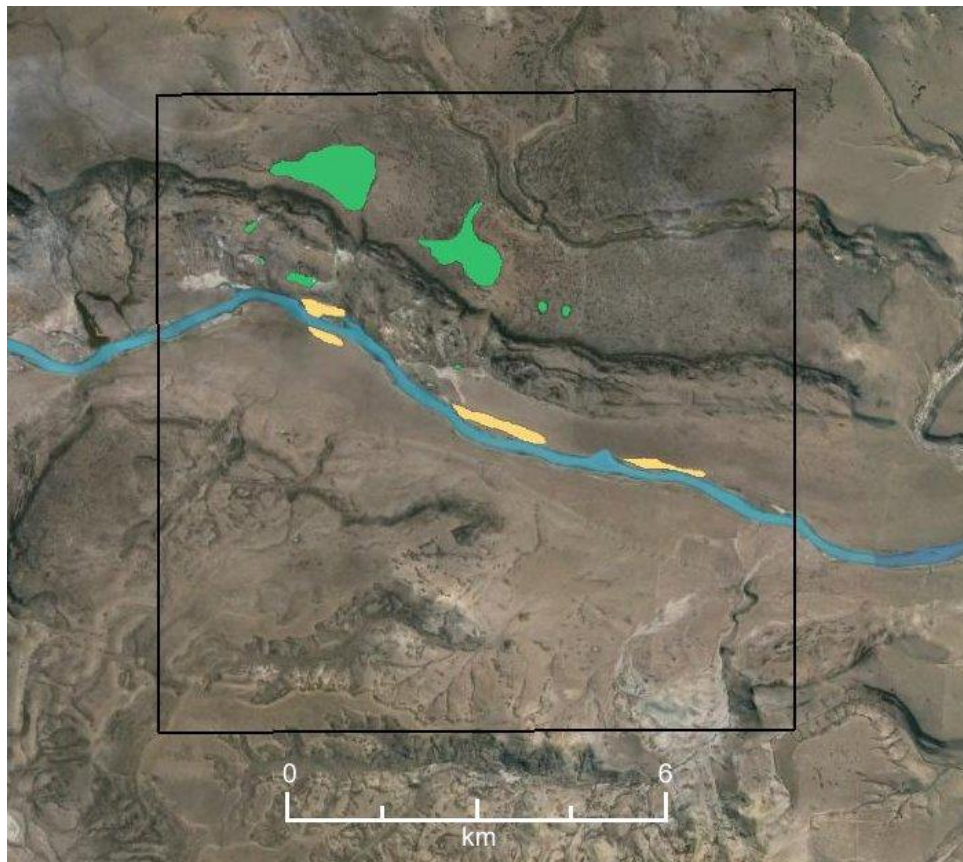


Figura 4-89. Las acumulaciones eólicas se indican en color amarillo y las lacustres en color verde.

Las acumulaciones eólicas se componen de arenas medianas y finas que configuran fajas angostas de aproximadamente 2 m de espesor. El área de provienen de la deflación de las arenas fluviales que se deponía en la llanura de inundación y quedan expuesta durante los periodos de aguas bajas.

Por su parte las acumulaciones lacustres se sitúan en ambientes confinados a depresiones locales, en su mayor parte situadas en al ámbito de las coladas basálticas y en meno nmero en el ambiente relacionado con movimientos de remoción en masa. Se componen de sedimentos limo arcillosos situados en el piso de las cubetas o formando parte de incipiente crestas lacustres marginales a los cuerpos de agua de régimen estacional que se forman en ellas.

Depósitos coluviales

Se componen de materiales clásticos de diversa granulometría, desde bloques provenientes de los afloramientos de los Basaltos Cóndor Cliff, bloques y gravas gruesas polimícticas redondeadas provenientes de las acumulaciones glaciogénicas, arenas gruesa, medianas, finas y limos vinculados con la erosión de las sedimentitas terciarias. Se disponen como mantos que cubren la mayor parte de las pendientes. Los depósitos coluviales están mayoritariamente situados sobre la margen derecha del valle cubriendo especialmente a la Formación Santa Cruz según un espesor variable del orden de 0,5 a 2 m. y en todos los casos presentan un nivel superior de suelo.

4.4.1.2 Geomorfología

Se han reconocido una serie de morfologías que han sido agrupadas de acuerdo a los siguientes procesos formadores del paisaje: Fluvial, Remoción en Masa, Glaciario, Volcánico, Eólico y Lacustre. Sus particularidades se describen a continuación, aunque gran parte de las mismas ya han sido tratadas debido a que existe para las más modernas una directa vinculación entre su morfología y su registro estratigráfico. Tal es el caso de las glaciarias, eólicas, lacustres locales y fluviales más modernas.

Río Santa Cruz y sus formas asociadas

Se trata de una subunidad geomórfica netamente fluvial integrada por el cauce, planicie de inundación y terrazas aluviales de este curso fluvial. Su cauce presenta un hábito regular de baja sinuosidad, a diferencia del que puede observarse tanto aguas arriba como aguas debajo del cierre proyectado, donde desarrolla un hábito meandriforme. Esta particularidad se debe a que en la sección de referencia el valle presenta un estrechamiento pronunciado, derivado de los afloramientos basálticos, que no le han permitido a lo largo del tiempo la migración lateral de su cauce.

De la observación de imágenes remotas multitemporales y relevamientos de campo se reconoce que en el tramo observado y los sectores inmediatos, la morfometría fluvial no ha variado sustancialmente porque el cauce presenta una estabilidad normal de borde de canal, con bajo desplazamiento lateral, manteniendo una planicie de inundación regular. Si bien se trata de una sección fluvial monocal, se pueden observar algunas singularidades como ser la existencia de barras centrales que dan lugar a tramos limitados en los cuales tiene lugar la multiplicidad de cauces y la inestabilidad local de borde de canal que favorece el desplazamiento lateral de los mismos.

En ambas márgenes del río Santa Cruz y de su planicie de inundación se observan sendos niveles de terraza aluvial (Figura 3-85) que presenta una altura sobre el nivel de la llanura de inundación de aproximadamente 2 m. con algunos subniveles de menor altura, razón por la cual ante incrementos importantes de caudal, como ocurre durante la ruptura del endicamiento glaciario del Brazo Rico, estas últimas superficies podrían ser marginalmente alcanzada por el agua. Este nivel de terraza aluvial es indicadora de un proceso de rejuvenecimiento fluvial que tuvo lugar durante el Holoceno. Sobre ambas terrazas se pueden reconocer secciones de cauces inactivos de poca profundidad, piso plano y hábito sinuosos. La terraza situada sobre la margen izquierda presenta además una cubierta arenosa en la cual se reconoce la existencia de dunas parabólicas que actualmente están gradando a hoyos de soplido. Este depósito eólico se relaciona con el aporte local de fracciones arenosas sobre la planicie aluvial, las que al quedar expuesta durante los lapsos de aguas bajas son deflacionadas por el viento y retenidas sobre la terraza por la acción de la vegetación que se crece sobre ellas y que funciona como una trampa clástica.

Abanico aluvial

Se localizan mayoritariamente sobre la zona sur del valle (Figura 3-87). En general se los observa a la salida de los frentes empinados expandiéndose sobre las terrazas glaciales intermedias e inferiores. Algunos de los abanicos observados presentan un entallamiento pronunciado del cauce de tal forma que se general abanicos segmentados y en trompeta. Estas últimas geoformas en las cuales el ápice ha migrado hacia la cuenca baja, son indicadores de procesos de rejuvenecimiento locales.

Pedimento de flanco

Se localizan casi exclusivamente sobre la mayoría de las pendientes labradas sobre las sedimentitas de la Formación Santa Cruz (Figura 3-85). Configura una superficie de erosión fluvial regular que fue labrada sobre las secuencias clásticas de edad terciaria. No se descarta que en la generación de esta superficie haya participado inicialmente la acción de la erosión glaciaria de la lengua de hielo que se desplazó por esta sección del valle durante la Glaciación La Fructuosa. Su mínima presencia sobre la margen norte debe a que en ese lateral del valle los movimientos de remoción en masa eliminaron casi la totalidad de las morfologías originales, de tal forma que su presencia es vestigial.

Formas de Remoción en Masa

Se localiza en ambos laterales del valle, destacándose que es sobre la margen norte donde estos procesos alcanzan una notable magnitud en cuanto a superficie afectada (Figura 3-84). El relevamiento realizado ha permitido identificar la presencia de morfologías que indican la existencia de un tipo principal de movimiento gravitacional y, en menor porcentaje, la de otros tipos de movimientos de remoción en masa.

Los de mayor presencia son los Deslizamientos Rotacionales y la Caída de rocas, mientras que los de participación secundaria son las Expansiones laterales y las avalanchas de rocas. De todos ellos los que se consideran de importancia crítica, ya que son una clara evidencia de la magnitud que tienen los valores de inestabilidad de las pendientes involucradas, son los movimientos que dieron lugar a la existencia de bloques de grandes dimensiones movilizados a partir de Deslizamientos Rotacionales y en menor medida Expansiones Laterales.

Los movimientos de remoción en masa identificados en margen izquierda del tipo Deslizamiento Rotacional dieron lugar a la existencia de bloques elongados que se disponen a lo largo de casi toda la cara libre labrada sobre los Basaltos Cóndor Cliff. Solamente no se observan en una faja en la cual la Glaciación La Fructuosa labró una superficie subhorizontal sobre estas coladas basálticas.

Los bloques deslizados sobre la margen norte han ido generándose de manera progresiva haciendo retroceder del mismo modo a la escarpa volcánica. De esta forma se establece que los deslizamientos rotaciones presentes en esta zona son del tipo Múltiple. Los situados en los niveles más bajos de la pendiente son de edad relativa mayor que los situados inmediatamente al pie de la escarpa vertical superior.

Por su parte, en la margen sur las geoformas de este tipo están poco representadas, aunque se destaca especialmente la expansión lateral que se localiza inmediatamente aguas abajo del proyectado cierre.

Formas glaciónicas

Como se indicó precedentemente, las geoformas glaciarias reconocidas en la sección relevada se localizan en ambos laterales y corresponden a cordones morénicos marginales y frontales de las Glaciaciones La Frutuosa y Cerro Fortaleza (Figura 3-63 y 3-65) y planicie glacifluviales. Entre los referidos cordones también se sitúan morenas basales. Sus características han sido detalladamente descritas y pueden consultarse en los ítems 4.3.1.2 Estratigrafía Glaciónica y Volcánica; 4.4.1.1 Estratigrafía. Morenas Estancia La Frutuosa (ELF) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales, Morenas Cerro Fortaleza (CF) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glacifluviales y glacialacustres.

Formas volcánicas

Tienen distribución sobre las secciones superiores de ambos laterales (Figura 3-62). Configuran planicies lávicas de dos tipos: las que corona el tope del valle corresponden a la superficie original de coladas superpuestas, mientras que las situadas varios metros por debajo son terrazas estructurales por arrasamiento, que fueron labradas por la acción de las glaciaciones La Frutuosa y Cerro Fortaleza.

Geoformas Eólicas

Son de poco desarrollo y de tipología compleja ya que se trata de dunas parabólicas en horquilla que en la actualidad pasan por un proceso de deflación, de tal forma que están gradando hacia morfologías típicas de hoyos de soplido. El aporte clástico inicial que posibilitó la formación de las dunas parabólicas provino de las arenas que el río Santa Cruz aporta sobre su llanura de inundación, las que son deflacionadas durante los periodos de bajos caudales, lapso en el que son deflacionadas.

Geoformas Lacustres

Son de desarrollo local. Por su génesis se las separa en dos grupos: vinculada con las áreas afectadas por remoción en masa y las que se localizan sobre la superficie de las coladas basálticas. Las primeras se generan en las depresiones que existen entre bloques asentados. Su mayor o menor integración refleja la antigüedad del movimiento. Para las menos integradas se infiere una mayor juventud. Las localizadas sobre las coladas basálticas son de planta equidimensional y probablemente se vinculen con las particularidades iniciales que la superficie de las coladas puede presentar o con colapsos de túneles de lava. Las de mayor tamaño tienen una red fluvial local de diseño radial centrípeto y en su cuenca presentan cordones litorales.

4.4.1.3 Peligro Geológico

De acuerdo al desarrollo realizado sobre este tema en el ítem 4.3.4 Peligro Geológico, los de mayor relevancia son el de Remoción en masa, Sísmico y Volcánico.

De todos ellos se considera al de Remoción en masa como el más importante teniendo en cuenta que la margen norte del valle, sobre la cual va a estar instalada una parte de la estructura de la presa, tiene esta problemática geológica. En los apartados precedentes se realizó una pormenorizada descripción de las tipologías y dinámicas que estos procesos geológicos exógenos presentan, con referencias específicas a esta zona del proyecto hidroeléctrico, razón por la cual solamente faltaría agregar que se sitúan en pendientes inestables y potencialmente inestables, y por lo tanto debe tenerse en cuenta que las actividades derivadas del implante hidroeléctrico tenderá en su mayor parte a potenciar los factores que tienden al corte y caída de la pendiente y por lo tanto, deberá ser una tarea insoslayable evaluar la implementación de acciones tendientes a atenuar su incidencia. Estos aspectos serán considerados en detalle en capítulos subsiguientes.

En relación con el peligro sísmico, se considera, de acuerdo al análisis realizado en el ítem 4.3.4.2 Peligro Sísmico, que las posibilidades de activación de movimientos de remoción en masa debido a un evento de este tipo son muy poco probables dentro de las magnitudes históricas que tuvieron los sismos registrados.

De acuerdo al gráfico de susceptibilidad de deslizamientos inducidos por terremotos tomado de Hays (1990) la posibilidad de generación de movimientos de remoción en masa activados por un sismo para la sección del cierre proyectado, podrían materializarse si se diera un terremoto de intensidad de entre 8.7 y 8.9 en la faja de elevada sismicidad regional relacionada con el límite norte de la placa de Scotia. En este caso particular el gráfico indica la posibilidad de que se den desplazamientos del tipo deslizamiento. Teniendo en cuenta las características litológicas y estructurales del valle, no sería posible un deslizamiento traslacional, y por lo tanto el único movimiento de ocurrencia más probable para el escenario planteado sería un deslizamiento rotacional o un deslizamiento compuesto (Figura 4-89).

Sin embargo, considerar magnitudes superiores a 8,7 implica esperar valores de intensidad que son excesivamente elevados para terremotos generados por fallas transcurrentes, como es el caso de los situados a lo largo del sistema Fagnano – Magallanes. Sobre todo cuando la información conocida sobre sismos de este tipo registrados en distintas partes del planeta, indica que no han sobrepasado hasta el presente una magnitud superior a 7,9.

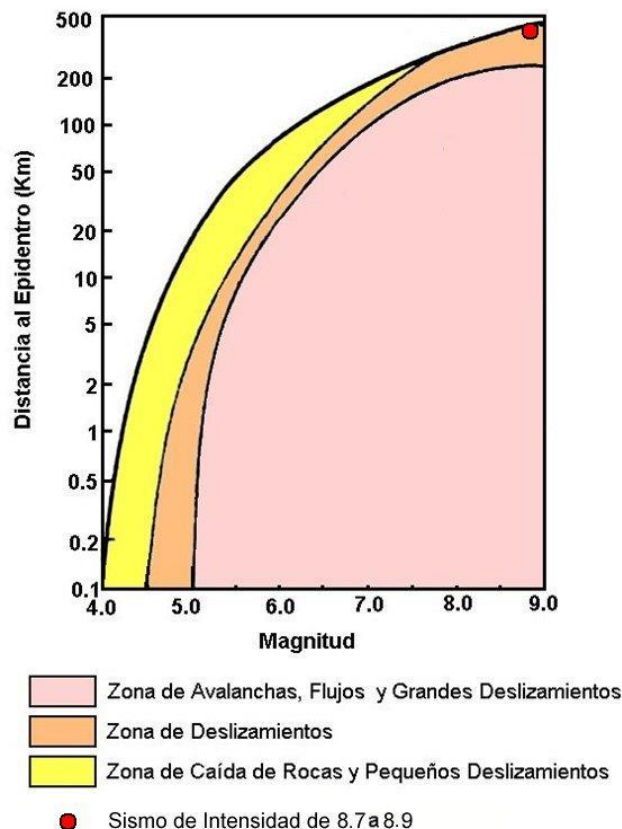


Figura 4-90. Para la sección de la presa Néstor Kirchner, el gráfico de Hays (1990) indica que la inducción de un movimiento de remoción en masa en este sitio solo sería posible para sismos con magnitudes superiores a 8.7, valor que implica una intensidad superior a las registradas históricamente en Tierra del Fuego, he incluso en el registro histórico global para terremotos generados por fallas transcurrentes.

4.4.1.4 Hidrogeología

En la comarca correspondiente a la zona de estudios de detalle las características hidrogeológicas de la misma se vincula en forma directa con el clima de la comarca, la naturaleza de las rocas y depósitos que componen la secuencia estratigráfica, su permeabilidades, la particularidades de su conformación geomórfica y la hidrología de la misma. Teniendo en cuenta estos factores se establece la presencia de dos sistemas hidrogeológicos principales: Acuífero de Subálveo y Acuífero de Meseta.

4.4.1.4.1 Acuífero de Subálveo

Se desarrolla en la faja que se extiende entre los niveles de terrazas más elevados y el lecho del valle activo. En este sistema hidrogeológico, el gradiente hidráulico y la velocidad de escurrimiento son intermedios.

Estos acuíferos poseen un carácter dual ya que pueden ser efluentes o influentes con los ríos asociados, dependiendo esta condición de la época del año y/o del hábito del cauce. De esta forma, durante los períodos húmedos el acuífero aporta aguas al río mientras que, en los períodos secos, el proceso es inverso. Para el caso del río Santa Cruz la ecuación favorece un comportamiento influente donde el rio aporta al acuífero.

En relación con el hábito del río, se destaca especialmente la situación que se da en cursos de morfometría meandriforme o con elevada sinuosidad. En ellos, sobre las pendientes de corte o cara externa del meandro, el acuífero recibe agua mientras que, en la pendiente de acumulación o zona de depósitos de punta de barra o albardón semilunar (cara interna de la curva del meandro), el proceso es inverso. Este comportamiento puede ser rápidamente visualizado en las construcciones de captación denominadas galerías filtrantes, las que constituyen el mecanismo más reiterado de explotación de estas aguas. Asimismo, la recarga es aportada por éste curso de régimen permanente, el que es alimentado mayoritariamente por la fusión de los glaciares que configuran el Campo de Hielo Patagónico Sur.

Vistos en planta, estos acuíferos poseen forma de faja, en general coincidente con el ancho del piso del valle, específicamente con su planicie de inundación. Esta faja puede llegar a presentar a su vez un hábito suavemente sinuoso pero con un radio de curvatura mayor que el que está presente en el curso fluvial activo, tal como se observa para el río Santa Cruz.

Los parámetros hidráulicos generales están dentro de los siguientes valores:

- ❑ Transmisividad: 50 a 350 m²/día
- ❑ Permeabilidad: 5 a 30 m/día
- ❑ Coeficiente de almacenamiento: 4 a 1*10⁻²
- ❑ Caudal por pozo: 5 m³/hora
- ❑ Nivel estático: 2 a 10 metros

Este tipo de acuífero también se sitúa en el piso de los cañadones y cauces menores que descienden por ambos laterales del valle hasta el río Santa Cruz, aunque son de magnitud mucho más inferior.

Para este tipo de acuíferos el basamento hidrogeológico lo constituye los bancos de mayor impermeabilidad de la Formación Santa Cruz. Este contacto, en cortes transversales al rumbo del valle, presenta una sección con forma de catenaria, para el caso del río Santa Cruz, o en V para el caso de los tributarios.

Por su parte, los niveles del acuífero se sitúan en el cuerpo de los depósitos que rellenan el valle. Se trata de acumulaciones que tiene granulometrías variables que van desde arenas medianas y finas hasta limos y arcillas, para los cañadones, y gravas gruesas hasta bloques con arenas gruesas y limos subordinados, para los que se sitúan en el piso del valle del río Santa Cruz.

Para estos acuíferos la cuenca hidrogeológica explotable tiene una directa concordancia con la hídrica, relación que da lugar a una dependencia morfológica que limita la extensión e importancia del recurso hidrogeológico ya que el mismo queda condicionado por la morfometría del piso del cañadón o valle y por la potencia del depósito que lo rellena y su permeabilidad. Para el río Santa Cruz el relleno clástico en contacto con el terciario subyacente varía desde los 6 m (K15) a los 23 m (K2) y 43 m (K3) y presentan elevada permeabilidad.

Para el caso de cañadones tributarios al río Santa Cruz, el agua proviene de la recarga local y directa y es aportada por los cursos fluviales de régimen efímero que son alimentados por las precipitaciones pluviales y fusión de la nieve estacional que cae en cada subcuenca. En gran parte, esta recarga también es proporcionada por el agua de los manantiales que localmente puede aflorar en sus laterales para luego desplazarse por los referidos cañadones. Estos últimos están vinculados con los acuíferos de Meseta.

4.4.1.4.2 Acuífero de Meseta

Los acuíferos de meseta se desarrollan en las zonas llanas y subhorizontales de suave pendiente que coronan las mesetas que se localizan en el ámbito de la comarca. En su conjunto, conforman superficies escalonadas a diversas alturas y que están cubiertas por gravas glaciales y por coladas lávicas. Para el caso de los que se encuentran en la zona del cierre proyectado, su existencia está directamente vinculada con la estratigrafía de la comarca que en forma resumida se compone de una secuencia volcánica clástica de disposición general subhorizontal, la que desde la base al techo exhibe a las sedimentitas de la Formación Santa Cruz, que subyacen una acumulación de gravas de probable origen glacial, las que a su vez están cubiertas por una serie de coladas correspondientes al Basalto Cóndor Cliff (Figura 4-91).

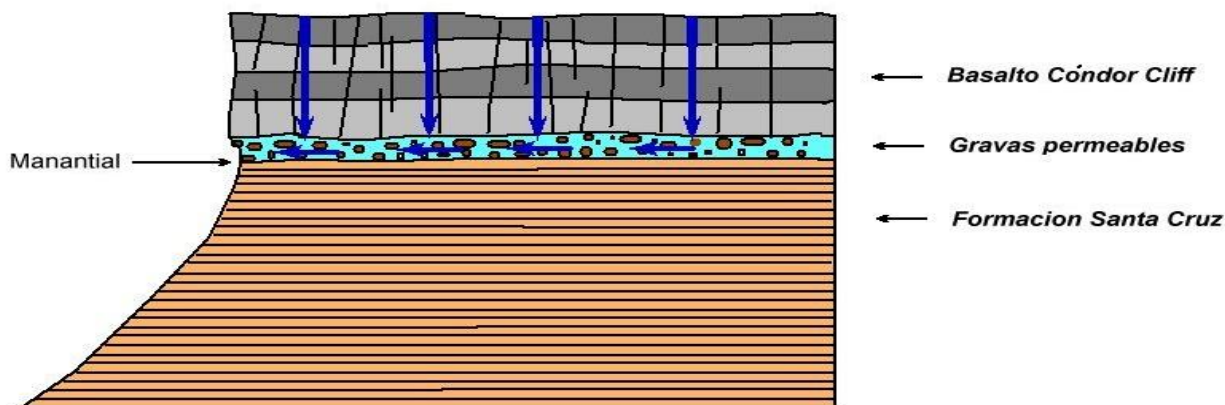


Figura 4-91. Sistema hidrogeológico del acuífero de Meseta presente en la comarca relevada.

Teniendo en cuenta la disposición estratigráfica referida, en la comarca relevada existen condiciones favorables para el desarrollo de niveles de aguas subterráneas del tipo Acuífero de Meseta. El mismo se caracteriza por ser un recurso de carácter irregular, en cuanto a los caudales que exhibe en el tiempo, debido a que tiene una recarga limitada y directamente relacionada con las precipitaciones locales que caen sobre los basaltos superiores.

Asimismo, la existencia en el área relevada de bloques de grandes dimensiones desplazados a favor de movimientos de remoción en masa del tipo deslizamiento rotacional, y en menor medida expansiones laterales, han dado lugar a una mayor complejidad de este tipo de acuífero primario esperado, tal como se detallara a continuación.

La generación del Acuífero de Meseta presente en la comarca analizada tiene lugar a partir de la percolación del agua proveniente de las precipitaciones pluviales y del derretimiento de la nieve que cae sobre la superficie del Basalto Cóndor Cliff. Si bien se trata de rocas volcánicas impermeables, las mismas presentan un denso sistema de diaclasas subverticales, en general abiertas, que permite el ingreso del agua desde la superficie de las coladas hasta la base de las mismas, horizonte en el cual se localizan las acumulaciones clásticas mencionadas de probable origen glacial, las que se componen de gravas gruesas y arenas gruesas de elevada permeabilidad.

De esta forma el agua se desplaza verticalmente desde la superficie a través del basalto hasta llegar al banco de conglomerados referido, el que se constituye como un acuífero local (Figura 4-91).

Como se indicó precedentemente, las gravas están apoyadas sobre las sedimentitas de la Formación Santa Cruz, mediando entre ambas unidades una discordancia erosiva. Si por debajo del referido contacto están presentes bancos arcillosos impermeables pertenecientes a ésta unidad formaciones, sobre la superficie de contacto o basamento hidrogeológico sub superficial local, el agua se desplazara lateralmente dentro de las gravas permeables hasta aflorar sobre la superficie de la pendiente, que corresponde a un pedimento de flanco labrado sobre la secuencia clástica de la Formación Santa Cruz o, en general, a la escarpa de una falla generada por un deslizamiento rotacional, como manantiales limitados de poca importancia y carácter estacional (Figura 4-92).



Figura 4-92. Afloramientos del Freático de Meseta situados al oeste del área relevada. Se presentan como manantiales (señalados mediante flechas celestes), situados sobre la pendiente de la margen norte del valle del río Santa Cruz.

Esta dinámica hidrogeológica es el que se observa en la mayor parte de las pendientes en las cuales están presentes los afloramientos de la secuencia volcanoclástica descrita. Sin embargo, este escenario presenta modificaciones substanciales debido a que gran parte de las pendientes presentes en la zona investigada está afectada por movimientos de remoción en masa, los que han dado lugar a alteraciones en el comportamiento esperable del freático referido.

Por ejemplo, por debajo del contacto entre la base de las gravas glacifluviales y el techo de la Formación Santa Cruz, se verifica la presencia de varios manantiales que indican la presencia de otros tantos niveles freáticos muy locales y más profundos que la posición de la base de las gravas, los que están relacionados la existencia de bloques que se han desplazado a favor de movimientos del tipo deslizamiento rotacional.

De esta forma se establece una segunda generación de niveles freáticos cuando los asentamientos dan lugar a la existencia de depresiones pandas y cerradas situadas entre la escarpa de la falla cóncava expuesta por el movimiento y el borde externo de la terrazuela del bloque rotado, las que se comportan como áreas receptoras de las aguas provenientes de las precipitaciones locales. Esta cavidad tiene dimensiones variables dependiendo esta situación del largo y ancho del bloque desplazado y del valor de inclinación de la terrazuela.

En estas depresiones locales se acumula el agua de las lluvias y la proveniente de la fusión de la nieve, he incluso la que proviene de los manantiales descritos en las Figura 4-89 y Figura 4-90, de tal forma que son comunes en ellas la existencia de lagunas de carácter estacional, sobre todo en los periodos con mayor tasa de precipitación. Por ejemplo, en la Figura 4-91 se observa la evidencia de una laguna de este tipo que durante las observaciones de campo (Figura 4-93) estaba desprovista de agua.

Debido a que estos cuerpos lacustres están situados sobre el plano de una falla cóncava relacionada con el bloque deslizado, el agua contenida en la laguna puede drenar a lo largo de la misma y aflorar como manantiales en posiciones más bajas de la pendiente, específicamente en el sitio donde la falla vuelve a interceptar la superficie de la pendiente. Esos freáticos secundarios asociados con bloques deslizados tienen una estabilidad muy limitada.



Figura 4-93. Depresión elongada (zona con pastizal amarillo) situada entre dos bloques desplazados por sendos deslizamientos rotacionales. La flecha roja indica la localización de la cuenca lacustre en la cual se sitúa un cuerpo de aguas durante los periodos de mayores precipitaciones y que da lugar a niveles freáticos secundarios locales en cotas inferiores a su posición. En este sector se localizara la sección norte del proyectado cierre Néstor Kirchner.

Una cuenca de origen similar a la descrita pero en la cual estaba presente un cuerpo de aguas local y estacional en el momento de las observaciones de campo, se ilustra en las Figura 4-94 y Figura 4-95. La misma se localiza al oeste de la zona relevada.



Figura 4-94. Laguna estacional situada entre dos bloques asentados



Figura 4-95. La laguna estacional se localiza parcialmente sobre la terrazuela del bloque asentado (izquierda de la figura) y recibe el agua que proviene de un manantial que se vincula con un nivel freático de segunda generación situado al pie de un conjunto de bloques asentados.

Ambas escenas (Figura 4-95 y Figura 4-96) ilustran claramente la forma en que bloques generan niveles freáticos secundarios locales dispuestos a cotas sucesivamente más bajas.

4.4.2 Cierre Jorge Cepernic

La zona relevada (Figura 4-96) se localiza sobre ambos laterales y el piso del valle del río Santa Cruz, en un ambiente geológico que luego de la depositación de las sedimentitas del terciario marino y continental, fue afectado por una serie de eventos glacifluviales y volcánicos, de remoción en masa y fluviales que le dieron su configuración actual.

La mayor parte de los afloramientos que se reconocieron pertenecen a acumulaciones glacifluviales y en menor proporción sedimentitas de la Formación Santa Cruz y Vulcanitas basálticas. Localmente se observan acumulaciones de remoción en masa, y depósitos actuales, fluviales lacustres y eólicos

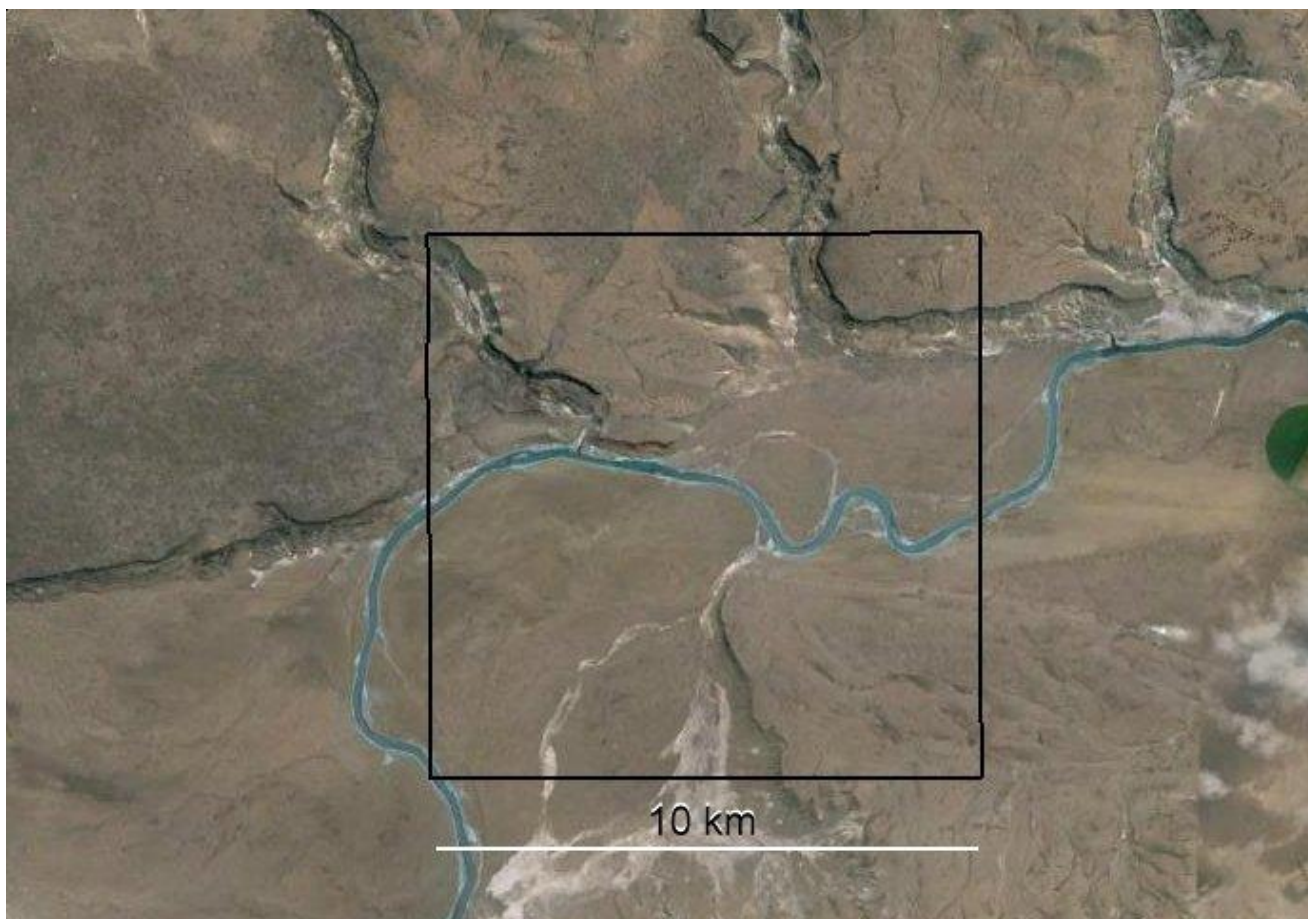


Figura 4-96. Comarca relevada en detalle, delimitada en traza negra, dentro de la cual se localiza el futuro cierre de la presa Jorge Cepernic.

4.4.2.1 Estratigrafía

4.4.2.1.1 Formación Santa Cruz

En la comarca relevada están presentes las sedimentitas de la Formación Santa Cruz, las que forman en cuerpo sobre ambos márgenes del valle. Sin embargo, no se observan afloramientos de esta unidad ya que está cubierta en su mayor parte por acumulaciones coluviales. En la margen sur están por debajo de un banco de gravas y arenas existiendo entre el techo de la Formación Santa Cruz y la base de las gravas una discordancia erosiva. Por su parte en la margen norte están parcialmente cubiertas por coladas de lavas basálticas.

Una descripción sobre las características de esta unidad formacional puede ser consultada en el ítem 4.3.1.1 Estratigrafía y Litología de las Sedimentitas Terciarias Patagoniano, Formación Estancia 25 de Mayo, Formación Monte León, Formación Centinela, precedentemente desarrollado.

En la zona relevada los afloramientos más cercanos se sitúan 4 km al sur de la misma y fuera de ella. Con la finalidad de establecer una caracterización sedimentológica cercana de esta unidad formacional se realizaron observaciones sobre el camino que conecta la localidad del cierre con el sitio del Campamento y Villa Temporaria Jorge Cepernic.

En la sección superior de esta formación, a la cota de los 353 m afloran saltuariamente areniscas y limolitas intercalas con bancos de tobas. Hacia la sección intermedia se observan afloramientos de areniscas de granulometría gruesa a mediana, color gris claro con estratificación entrecruzada en cubeta, de tenacidad elevada y con concreciones esféricas estériles. Estos afloramientos se localizan entre la cota de los 322 y 305 m, desarrollando un espesor total de 15 metros (Figura 4-97).



Figura 4-97. Areniscas de la Formación Santa Cruz con estratificación entrecruzada.

Sobre el corte artificial existente en este último, se realizó un perfil. El mismo se integra una sucesión muy regular de bancos de areniscas con tenacidad intermedia a alta, con espesores individuales del orden de 4 m, integrados de areniscas medianas y gruesas de color gris, con estructura de sedimentación entrecruzada en cubeta y en la cual son abundantes las concreciones esféricas y elongadas (Figura 4-98).



Figura 4-98. Areniscas tenaces de la Formación Santa cruz, con concreciones elongadas y estratificación entrecruzada en cubeta.

Hacia los niveles topográficos más bajos, en la cota de los 175 m, se observan asomos discontinuos de arcillitas y limolitas color castaño claro y amarillo claro

4.4.2.1.2 Niveles de gravas y arenas

Si bien los glaciares que ocuparon el valle del río Santa Cruz no llegaron hasta esta localidad, el agua de derretimiento de los mismos desarrollo en esta comarca varias planicies glacifluviales cubiertas de gravas y arenas.

Se reconocieron ocho niveles escalonados, donde el superior es el de mayor antigüedad y el inferior el más joven. Cada superficie de terraza se puede vincular con una glaciación en progreso que daba lugar a un incremento superlativo de caudales en un medio fluvial que presentaba un sistema de multicanales de hábito megatrenzado a entrelazado de gran escala.

Todos ellos configuraban durante sus etapas activas, fajas de transporte fluvial, en general de ancho progresivamente menor desde la correspondiente al Nivel I hasta la propia al Nivel VIII, destacándose además que cada faja se encajó en la precedente, de tal forma que desde el nivel superior más antiguo (Nivel I) al inferior más moderno (Nivel VIII) existe un resalto de unos 115 400 m, a lo largo del cual se sitúan escalones topográficos pronunciados. De esta forma cada nivel representa una glaciación.

Que cada faja se encaje sucesivamente en la de mayor antigüedad se debe a que durante los periodos interglaciares se producía la caída de los caudales al tiempo que disminuía la cantidad de carga transportada al bajar el trabajo glaciario. Bajo estas condiciones tenía lugar la estabilización del sistema fluvial que se simplificaba a la de un río del tipo monocal, con fuerte capacidad de profundización lineal, de tal forma que la anterior planicie glacifluvial se convertía en una terraza.

En cada glaciación se incrementaban los caudales y por lo tanto sobrevenía un nuevo periodo de sedimentación vertical y expansión lateral del valle por planación lateral, aunque en este caso la nueva superficie de transporte glacifluvial estaba encajada en la anterior y a varios metros por debajo de su superficie. De esta forma cada resalto entre niveles glacifluviales representa un periodo interglaciar.

Las terrazas del Nivel IV, es la que se vincula con el emplazamiento de la presa Jorge Cepernic. Se halla preservada únicamente sobre la margen norte del valle, donde aparece mayormente cubierta por coladas basálticas. Las gravas y arenas que componen dicha terraza poseen un probable origen glacifluvial.

La terraza del Nivel V es probable que se corresponda con la planicie glacifluvial estructurada por el agua de ablación de la Glaciación La Frutuosa, que se vincula con la segunda glaciación de todas las que han sido reconocidas en esta región (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1986). Con posterioridad a ella y durante un periodo interglaciar el ancestral río Santa Cruz disminuyo su caudal y carga variando a un sistema monocal que se indento en las acumulación existentes estableciéndose así el primer quinto nivel de Gravas y Arenas glacifluviales (Nivel V).

Por su parte, los niveles VI a VIII se vinculan con las ultimas glaciones pleistocenas. Finalmente, los procesos de estallamiento fluvial del río Santa Cruz ocurridos durante el Holoceno, han dado lugar a una nueva profundización de su cauce, el que actualmente está inserto en las Gravas y Arenas Glacifluviales del Nivel VIII.

4.4.2.1.3 Vulcanitas basálticas

Se relacionan con las erupciones que tuvieron lugar durante el Plioceno tardío, periodo en el cual se localizaban varios emisores volcánicos en la región situada al norte del valle del río Santa Cruz.

Las lavas basálticas que emitieron estos volcanes se encauzo en cañadones existente y a través de ellos llego hasta las terrazas que marginaban al valle sepultándolas parcialmente (Figura 4-18). En la zona de cierre de Jorge Cepernic los basaltos solamente están presentes en la margen izquierda localidad en la cual constituyen una extensa meseta volcánica que cubre una antigua planicie glacifluvial.

4.4.2.2 Geomorfología

Teniendo en cuenta cuales fueron los procesos geomórficos que actuaron en la comarca modelándola, las formas reconocidas han sido agrupadas en: Fluviales, Glacifluviales, Remoción en Masa, Volcánicas, Eólicas y Lacustre.

Las morfologías vinculadas con el proceso fluvial fueron agrupadas en cuatro unidades principales: Río Santa Cruz, Tributarios del rio Sana Cruz, Pedimento de Flanco y Abanico Aluvial. Dentro de las dos primeras se separaron varias unidades secundarias.

Formas Fluviales

La de mayor importancia la constituye el cauce meandriforme del río Santa Cruz, que varía a lo largo de su recorrido hasta alcanzar en la zona de la traza de la futura presa, un hábito rectilíneo. Las secciones meandriformes exhiben una pronunciada inestabilidad de borde de canal con desplazamientos progresivos generales tanto hacia el cuadrante norte como hacia el cuadrante sur, e incluso hacia el cuadrante este. Además presenta procesos de divagación no continua recientes a partir del proceso de rectificación de cauces por desborde ocurridos durante sucesos de crecientes, por el corte de cuello de meandro durante episodios de caudales normales y también por procesos de avulsión. Estos procesos fluviales dieron lugar al abandono súbito de una parte del cauce y a la generación de numerosos cauces inactivos, los que eventualmente podrían activarse durante los periodos de creciente. De todas formas se observa en ellos evidencias de su progresiva colmatación, lo que inhabilitaría futuras reactivaciones

Su cauce también tiene deriva progresiva, especialmente identificadas en la cara interna de la curva de los meandros a partir de la existencia de acumulaciones semilunares que en su conjunto se encuentran escalonadas desde las más bajas (en contacto con el río) hasta las más elevadas (hacia la zona interna de la curva). Otras formas secundarias son las barras laterales y centrales, que avorecen la multiplicidad simple de cauces en forma muy localizada. Estas geoformas integran la llanura de inundación del río Santa Cruz, la que presenta un ancho relativamente regular, de poco desarrollo y con algunas expansiones locales.

A ambos de su planicie de inundación, se observan niveles de terrazas aluviales bajas, en general bien separadas de las terrazas glacifluviales y a una cota que no llega a superar los 2 m sobre la superficie del río durante los periodos de caudales normales.

Por su parte, la red fluvial tributaria tiene mínimo desarrollo sobre ambos laterales del valle, aunque alcanzan una mayor presencia sobre su margen izquierda. En general son ríos de régimen estacional o temporario que solamente se activan como respuesta a las precipitaciones pluviales locales y/o fusión de la nieve estacional. La excepción la constituye un curso fluvial que penetra parcialmente por el ángulo noreste de la comarca relevada, el cual posee un régimen permanente a causa de su extensa cuenca (Basalt Glen o cañadón Basalt). Los tributarios de la margen norte tienen un diseño subdendritico, con evidencia de controles especialmente morfológicos, una densidad baja y textura gruesa. Los situados sobre la margen sur son casi inexistentes ya que se limitan a algunos pocos cauces lineales y elementales que descienden desde la meseta situada en ese sector. El único que alcanza un mayor desarrollo constituye un cauce de hábito entrelazado que drena sobre un ambiente con circulación restringida situado sobre una terraza glacifluvial. Este último es el colector principal de varios cursos fluviales estacionales que descienden por la pendiente sur del valle desde los niveles superiores de Pampa Alta.

Si bien estos cauces no tienen un desarrollo importante, exhiben en cambio llanuras de inundación extensas. De entre ellas se destacan las que acompañan al curso definido precedentemente de hábito entrelazado y la que se vincula con el curso fluvial tributario de régimen permanente (Basalt Glen). En general esta discordancia entre importancia del cauce y su llanura de inundación se debe a que estos cursos fluviales presentan endicamientos locales debido a diversas causas entre las que se destacan los movimientos de remoción en masa o la interposición de terraza glacifluviales entre sus cabeceras y el enlace con el río Santa Cruz.

Integrando el grupo de las geoformas fluviales se destacan los pedimentos de flanco, que son superficies labradas por la acción erosiva fluvial, labradas en su mayor parte sobre las sedimentitas de edad terciaria, y en menor grado sobre las vulcanitas y acumulaciones de gravas y arenas glacifluviales que se localizan sobre ellas. Con un desarrollo muy bajo, en la mayoría de los casos tienen una cubierta clástica coluvial integrada de gravas y arenas de pedimento. Los correspondientes a la margen norte fueron labrados sobre secuencias volcano-clásticas mientras que los labrados sobre el lateral sur del valle solamente involucran a las sedimentitas terciarias y gravas glacifluviales.

En armonía con el bajo desarrollo de la red fluvial tributaria, los abanicos aluviales presentes en la comarca son de poca importancia. Los localizados sobre la margen sur se componen de pequeños abanicos que al coalescer lateralmente dan lugar a una angosta bajada continua. Por su parte los situados en la margen norte son algo más importantes al estar vinculados con cursos fluviales de mayor entidad.

Geoformas glacifluviales

Como ya se indicó en el ítem 4.3.1.2, en la comarca relevada la mayor parte de su superficie corresponde a una serie de ocho niveles de terrazas glacifluviales. Presentan una acumulación de espesor variable de gravas y arenas, que sobreyacen a las sedimentitas terciarias mediando entre ambas unidades una superficie discordante erosiva. Como ya fue referido precedentemente, se vinculan con las glaciaciones que ocurrieron durante el Pleistoceno.

Geoformas de Remoción en Masa

Tienen limitada presencia ya que están confinados al lateral norte del valle del río Santa Cruz, sector en el cual se identifican Asentamientos rotacionales, Expansiones laterales, Avalancha de rocas, Caída de rocas y Movimientos de remoción en masa indiferenciados.

De todos ellos, los Asentamientos rotacionales son los de mayor distribución. Se con secuencias volcano-clásticas horizontales donde sedimentitas terciarias y cuaternarias subyacen a coladas basálticas. Su morfología individual no es muy definida debido a que los bloques movilizados se fracturaron desagregándose. En cambio son fácilmente reconocidas las cicatrices cóncavas que presentan cara libre labrada sobre las vulcanitas.

También se reconocieron Expansiones laterales locales, las que solamente se presentan en el ámbito de las sedimentitas terciarias. También se observaron áreas con Caída de rocas. Las mismas tienen lugar a lo largo de la cara libre labrada sobre el coronamiento de las coladas basálticas. En este caso la generación de estos movimientos se debe al empinamiento de la pendiente y a la existencia del intenso diaclasamiento que tienen las vulcanitas. La acumulación de bloque al pie de la pendiente da lugar a una carpeta de talud de elevada inclinación e inestabilidad.

Geoformas Volcánicas

Se localizan exclusivamente sobre la margen norte del valle, zona donde se localizan una serie de coladas basálticas que en sus sectores distales avanzaron en forma encauza a lo largo de cañadones preexistentes. Los procesos glacifluviales y fluviales posteriores erosionaron sus adyacencias de tal forma que algunas de estas coladas configuran ejemplos de inversión del relieve locales. Como se indicó, fueron emitidas por centros efusivos que no han dejado aparatos volcánicos fácilmente distinguibles. Su disposición tabular implica que las mismas se desplazaron cubriendo terraza glacifluviales preexistentes, tal como se puede apreciar en el mapa relevado. Incluso, durante su desplazamiento se derramaron sobre los desniveles existentes entre terrazas escalonadas adyacentes de cotas iguales o superiores al Nivel IV.

Geoformas Eólicas

Constituye dunas parabólicas en horquilla que en la actualidad están pasando por un intenso proceso de deflación de tal forma que están gradando hacia morfologías típicas de hoyos de soplido. El aporte clástico inicial que posibilitó la formación de las dunas parabólicas provino de las arenas que el río Santa Cruz aporta sobre su llanura de inundación, las que son deflacionadas durante los periodos de bajos caudales, lapso en el que son deflacionadas.

Geoformas Lacustres

De desarrollo muy limitado, de acuerdo a su génesis se las separa en dos grupos: Las vinculada con las áreas en las cuales se observa un drenaje obstruido y las que se localizan sobre la superficie de las coladas basálticas. Las primeras se producen cuando los arroyos que descienden desde las mesetas situadas en el norte del río Santa Cruz, no pueden conectarse con este curso fluvial por la existencia de un nivel de terrazas glacifluvial elevado que funciona como una represa local. En este caso las cuencas cerradas presentan un patrón elongado. Las del otro tipo son equidimensionales y probablemente se vinculen con las particularidades iniciales que la superficie de las coladas puede presentar, o ser de génesis posterior y asociase a colapsos locales de la superficie de las coladas por la existencia de cavernas o túneles de lava locales.

4.4.2.3 Peligro Geológico

Como para el caso del cierre proyectado Néstor Kirchner son tres los más destacables: Remoción en Masa, Sísmico y Volcánico. Para el caso de los peligros Sísmico y Volcánico, son válidas para esta comarca las mismas consideraciones que se expusieron para el referido cierre. Para el caso de la Remoción en masa se destaca que la sección norte del proyectado cierre Jorge Cepernic se localiza en una zona que presenta este tipo de riesgo, específicamente el de deslizamientos rotacionales. Por lo tanto debe tenerse en cuenta que la variación artificial de alguno de los parámetros geológicos relacionadas con el implante del proyecto hidroeléctrico, puede inducir la reactivación de bloques ya deslizados y promover la generación de nuevos movimientos en estas pendientes potencialmente inestables.

4.4.2.4 Hidrogeología

Los sistemas hidrogeológicos que se desarrollan en la comarca relevada son del tipo Acuífero de Subálveo y Acuífero de Meseta. Sus particularidades generales son a las que ya han sido descriptas para la zona del cierre proyectada de Néstor Kirchner, las que pueden consultarse en los ítems 3.4.2.4.1 Acuífero de Subálveo y 3.4.2.4.2 Acuífero de Meseta ya que son válidas para esta comarca.

Acuífero de Subálveo

El Acuífero de Subálveo de mayor relevancia, presente en la zona investigada en detalle, se vincula con las acumulaciones fluviales del lecho del río Santa Cruz y las de sus terrazas adyacentes de mayor proximidad con el cauce. Estos depósitos tienen en la sección de la traza del futuro cierre un ancho de 2.5 km, de tal forma que superan en el doble el que está presente en el cierre Néstor Kirchner. Incluso, aguas arriba del proyectado cierre de Cepernic, la faja referida alcanza una notable expansión de 7.7 km de ancho.

Este tipo de acuífero también se sitúa en el piso de los cañadones y cauces menores que descienden por ambos laterales del valle hasta el río Santa Cruz, especialmente los situados sobre el lateral sur del valle. Los mismos se concentran en un canal principal que se desplaza en forma paralela al río Santa Cruz para conectarse con él en el sitio del futuro represamiento.

En ambos casos el basamento hidrogeológico lo conforman los bancos impermeables que en esta localidad están presentes en la Formación Santa Cruz, aunque algunos autores consideran que en este sitio podrían estar presentes las sedimentitas del Patagónico (Formación Monte Leon). El contacto entre el basamento referido y las acumulaciones fluviales que rellenan el piso de los cañadones es el correspondiente a perfiles en V. En cambio para el caso del río Santa Cruz, este perfil tiene variaciones generales derivadas de los cortes que cada evento glacifluvial le imprimió al valle. En este sentido, el perfil es trapezoidal, como indicarían los análisis realizados sobre los sondeos, y además podría presentar escalonamientos laterales con acumulaciones del tipo corte y relleno.

Los niveles del acuífero se sitúan en el cuerpo de los depósitos que rellenan el piso valle y el de los cañadones. En el primer caso se trata de acumulaciones de gravas gruesas y medianas, con arenas gruesas, medianas y finas, con limos subordinados. Por su parte, las acumulaciones que están situadas en el piso de los cañadones conforman depósitos de arenas y limos con gravas subordinadas, estas últimas provienen desde los niveles de terrazas glacifluviales elevadas que forman el tope de los cañadones.

La cuenca hidrogeológica explotable coincide en general con el desarrollo morfológico del piso del valle y de los cañadones y depende de los espesores de materiales clásticos que los rellenan y su permeabilidad. Para el río Santa Cruz el relleno clástico puede evaluarse a partir del análisis de los sondeos realizados a lo largo de una transecta desde la margen norte a la margen sur.

Por ejemplo, el sondeo B2 muestra en profundidad somera un cambio rápido desde gravas y arenas a arenas y arcillitas a partir de una profundidad de los 4-7 metros. El siguiente sondeo B3, situado inmediatamente sobre la margen derecha del cauce fluvial muestra un cambio neto granulométrico a los 14.80 m de profundidad, al pasar de granulometrías con elevada participación de gravas a otra unidad arcillosa, lo que indicaría el límite del probable basamento hidrogeológico en ese punto.

Por su parte, el sondeo B4, situado sobre la Terraza Glacifluvial del Nivel VI, muestra un cambio granulométrico similar a los 15 m de profundidad, bloques, gravas y arenas pasan hacia abajo de esa profundidad a limos y arcillas. Siguiendo hacia la margen norte y también sobre el indicado Nivel VI se localiza el sondeo B5 donde la brusca variación de granulometrías gruesas (gravas de distinto tamaño y arenas) cambian a limos arcillosos a una profundidad de 18.70 metros.

Finalmente el sondeo B6, en este caso situado sobre la Terraza Glacifluvial del Nivel VII, presenta un pasaje neto de gravas y arenas a arcillitas a una profundidad de 8.7 metros.

Del análisis integral de las perforaciones referidas se desprende a lo largo de una transecta que coincide con la traza del cierre proyectado, el relleno del piso de valle del río Santa Cruz se sitúa dentro de una anterior sección fluvial de perfil general aproximadamente trapezoidal labrado sobre las sedimentitas terciarias.

Por su parte, en los cañadones tributarios al río Santa Cruz, el agua proviene de la recarga local y directa que es aportada por los cursos fluviales de régimen efímero que son alimentados por las precipitaciones pluviales y fusión de la nieve estacional que cae en cada Subcuenca. Asimismo, una parte substancial de la recarga también es proporcionada por el agua de los manantiales que localmente puede aflorar en sus laterales para luego desplazarse por los referidos cañadones. Estos últimos están vinculados con los acuíferos de Meseta.

Acuífero de Meseta

Los acuíferos de este tipo que se localizan en la comarca relevada son alimentados a partir de la percolación del agua proveniente de las precipitaciones pluviales y del derretimiento de la nieve que cae sobre la superficie de la Terraza Glacifluvial del Nivel III situada en la margen derecha del valle, y sobre la planicie basáltica situada en el tope de su margen norte. En este último ambiente volcánico, los afloramientos del agua se observan como manantiales en el contacto entre la base de las vulcanitas y las gravas subyacentes que se apoyan sobre las sedimentitas terciarias. Incluso en estos sitios, donde se observan deslizamientos rotacionales, el agua de estos manantiales suele insumirse en los planos de fallas curvas y volver a aflorar en posiciones más bajas de la pendiente dando lugar a una segunda generación de niveles freáticos (Figura 4-99).



Figura 4-99. Afloramientos del Freático de Meseta situados a 7.6 km al oeste del eje de cierre proyectado, en los 50°11'53.59"S y 70°13'47.80"O. Se presentan como manantiales en la base de las vulcanitas (flechas celestes) y como manantiales de segunda generación relacionados con los bloques deslizados (flechas amarillas). La flecha verde indica la excavación artificial que permite acopiar el agua del manantial.

Por otra parte, sobre el lateral sur del valle, donde no están presentes las vulcanitas, los niveles del freático tienen su recarga en la superficie de las terrazas glacifluviales que coronan el paisaje, y su afloramiento de manifiesta como manantiales localizados en el contacto entre la base de las gravas y el techo erosivo de las sedimentitas terciarias.

En algunos casos se puede observar la presencia de varios manantiales que se disponen a diferentes profundidades, los que indican la presencia de más de un nivel freático. Por ejemplo, a 10 km al sudoeste del futuro estribo sur del cierre Cepernic, sobre la pendiente los pedimentos de flanco labrados sobre las sedimentitas terciarias, en la localidad de los 50°17'22.17"S y 70° 9'46.08"O se observan manantiales a de 8 m, 31 m, 100 m 180 m de la superficie de las gravas glacifluviales de la Pampa Alta (Figura 4-100).

El primero de ellos se localiza en la base (flecha verde) de la Gravas Glacifluviales de la Glaciación Pampa Alta (pantalla pardo claro), en su contacto con las sedimentitas terciarias, a 8 m de la superficie de las gravas. El segundo nivel, situado a 31 m de profundidad probablemente sea del tipo de segunda generación ya que en ese sitio existen deslizamientos rotacionales (flechas verdes). El tercer nivel más profundo se localiza a 100 m debajo de la superficie y es el de mayor desarrollo y continuidad lateral (flechas celestes), por debajo del cual se localiza otro menos continuo a una profundidad de 180 m (flechas rojas).

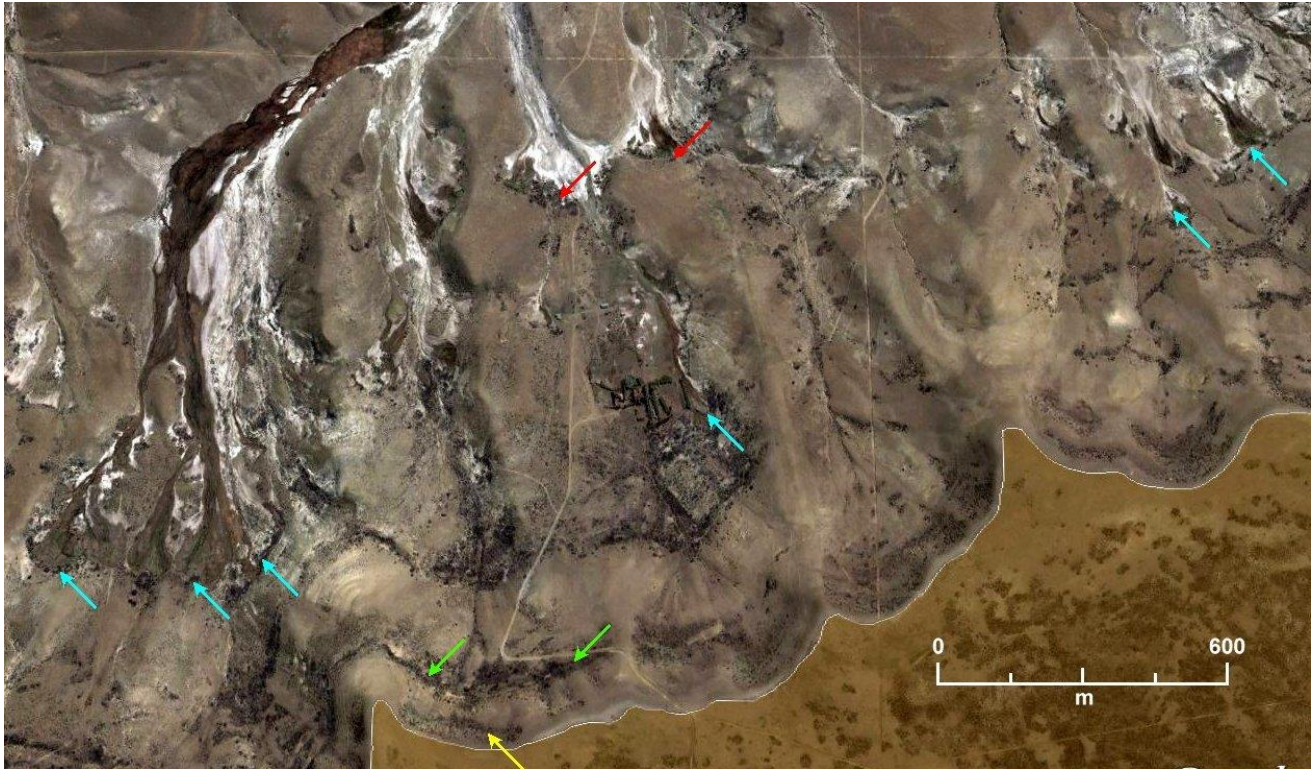


Figura 4-100. Afloramientos del Freático de Meseta situados a 10 km al sudoeste del eje de cierre proyectado. Se localizan a diferentes profundidades al interdigitarse banco impermeables dentro de la secuencia clástica terciaria. La pantalla pardo claro corresponde a la Pampa Alta.

4.5 CONCLUSIONES

El valle del río Santa Cruz puede ser dividido desde el punto de vista geológico en dos secciones principales. La que se extiende desde sus nacientes en el margen oriental del lago Argentino y llega hasta algunos km aguas abajo del proyectado cierre de Néstor Kirchner, y la que continúa desde esa localidad hasta el ambiente litoral marítimo. Esta separación regional puede ser establecida teniendo en cuenta la constitución litológica, estratigráfica, geomorfológica y de peligrosidad geológica de cada tramo considerado.

En el primero de ellos se observa una importante presencia de sedimentos que fueron acumulados durante una serie de glaciaciones de edad plio-pleistocenas que desde la región andina se proyectaron profundamente en el ambiente de la Patagonia Extrandina. Estas acumulaciones glaciogénicas configuran la mayor parte de los depósitos que pueden ser reconocidos en este tramo del valle del río Santa Cruz, aunque también se localizan en él afloramientos de sedimentitas terciarias pertenecientes a la Formación Santa Cruz, y en forma muy minoritaria, las correspondientes a las sedimentitas marinas del “Patagoniense”.

Por su parte, en la sección del valle que se extiende desde aguas abajo del proyectado cierre de Néstor Kirchner, estas acumulaciones glaciogénicas directamente depositadas por los glaciares no están presentes ya que estos no llegaron hasta esta sección fluvial, aunque la influencia de las glaciaciones también se hizo sentir en este tramo del valle y está representada por extensas terrazas sobre las cuales se acumularon gravas y arenas, cuyo origen en su mayor parte está vinculado con el agua de ablación de los glaciares que ocuparon el tramo superior. Asimismo, en esta sección fluvial alcanzan gran desarrollo las sedimentitas continentales de la Formación Santa Cruz mientras que las correspondientes al Patagoniense lo hacen en el ámbito litoral.

Hacia el terciario superior la sucesión de períodos de enfriamiento globales permitió que en la región austral los glaciares andinos se proyectaran profundamente en el valle del río Santa Cruz, como mínimo en cinco oportunidades ya que la primera glaciación fue del tipo pedemontana proximal. Cada una de estas glaciaciones dejó al retirarse una serie de acumulaciones de diversa tipología que se relacionan con los variables ambientes de sedimentación que tenían lugar en el valle durante cada evento. De esta forma se acumularon importantes secuencias de sedimentos lacustres, glacifluviales y morénicos, estos últimos según asociaciones de granulometría y estructura particulares que deben ser correctamente evaluadas debido a la heterogénea permeabilidad y grado de compactación que tienen. Por su parte, durante los periodos interglaciarios el valle fue sucesivamente excavado de tal forma que quedaron establecidos en sus laterales y en forma escalonada, un gran número de niveles de terrazas glacifluviales.

Mientras estos sucesos de carácter exógenos tenían ocurrencia, se sucedieron una serie de episodios volcánicos que distribuyeron mantos de coladas basálticas sobre algunas partes del valle, especialmente en los sectores donde se localizan los cierres proyectados.

Los procesos fluviales postglaciares excavaron a las secuencias volcanoclástica y expusieron pendientes que de acuerdo a su constitución lito estructural exhiben variables cualidades de estabilidad, con mayor grado de compromiso cuando están presentes espesores de rocas volcánicas coronando secuencia clásticas de baja diagénesis y cementación. De esta forma, a partir del retiro de los glaciares, las pendientes comenzaron a regularizarse a favor de movimientos de remoción en masa, los que son actualmente activos y presentan una distribución importante en las áreas de los emprendimientos hidroeléctricos proyectados.

Por ejemplo, para la localidad correspondiente al cierre Néstor Kirchner, gran parte de la pendiente norte del valle está afectada por este tipo de proceso geomórfico, de tal forma que se observan en ella deslizamientos rotacionales, deslizamientos compuestos, expansiones laterales y avalancha de rocas, entre las de mayor presencia. Para el área del proyectado cierre Cepernic esta inestabilidad se manifiesta en forma mucho menos severa.

Teniendo en cuenta que estas pendientes presentan un grado de inestabilidad elevada, se determinaron en ellas los factores condicionantes y los factores desencadenantes, internos y externos que facilitan la inestabilidad de las pendientes y propician su caída. Sobre todo teniendo en cuenta que las intervenciones que se van a aplicar en ellas, derivadas del desarrollo del proyecto hidroeléctrico, las modificarán de tal forma que es probable que en su mayor parte se incremente su original grado de inestabilidad.

4.6 BIBLIOGRAFÍA

AMEGHINO, F., 1906. Las formaciones sedimentarias del Cretáceo superior y del Terciario de Patagonia, con un paralelo entre sus faunas mastológicas y las del Antiguo Continente. Anales del Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires, Serie 3 (8), 1–568.

BARREDA, V. D., PALAZZESI, L. Y MARENSSI, S., 2009. Palynological record of the Paleogene Río Leona Formation (southernmost South America): Stratigraphical and paleoenvironmental implications. Review of Palaeobotany and Palynology, 151 (1-4): 22-33.

BELLOSI, E. S., 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. Boletín de Informaciones Petroleras 44: 50-83.

BELLOSI, E.S., 1999. El cambio climático ambiental de la Patagonia en el Mioceno temprano-medio. (Resumen). XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1:57. Salta.

- BERTELS, A., 1970. Sobre el “Piso Patagoniano” y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (4): 496-501.
- CALDENIUS, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Minist. Agric., Dir. Gral. Minas y Geol., 95, 150 pp., Buenos Aires.
- CASADÍO, S., FELDMANN, R. M Y FOLAND, K. A., 2000a. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age and oxygen isotope temperature of the Centinela Formation, southwestern Argentina: An Eocene age for crustacean-rich “Patagonian” beds. Journal of South American Earth Sciences 13: 123- 132.
- CASADÍO, S., GUERSTEIN, G. R., MARENSSI, S., SANTILLANA, S., FELDMANN, R., PARRAS, A. Y MONTALVO, C., 2000b. Evidencias para una edad oligocena de la Formación Centinela, suroeste de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 37 (4) 71R.
- CONSORCIO IECI, 1977. Estudio para el aprovechamiento hidroeléctrico integral del río Santa Cruz. Volumen IV, Anexo N° 4 A. Informe Geológico (Parcial 1ra campaña).
- CONSORCIO IECI, 1978a. Estudio para el aprovechamiento hidroeléctrico integral del río Santa Cruz. Memoria descriptiva de los anteproyectos, cómputo y presupuesto. Volumen II.
- CONSORCIO IECI, 1978b. Estudio para el aprovechamiento hidroeléctrico integral del río Santa Cruz. Prefatibilidad. Volumen IV, Anexo N° 4. Informe sobre investigación Geológica - Geotécnica de Fundaciones.
- CRUDEN, D.M., VARNES, D.J., 1996, Landslide types and processes, en Turner, K., y Schuster, R.L., ed., Landslides investigation and mitigation: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 247,p. 36–75.
- CUITIÑO, J. I. Y SCASSO, R. A., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66(3): 406-417.
- CUITIÑO, J. I., 2011. Registro sedimentológico e isotópico de paleoambientes marinos y transicionales en el patagoniano (mioceno) del Lago Argentino. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- D’ORBIGNY, A., 1842. Voyage dans l’Amérique Méridionale (le Brésil, la République Orientale de l’Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République du Bolivia, la République du Perou), exécuté pendant les années 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833. P. Bertrand. Paris, V. Levrault, Strasbourg, vol. 3, 4.
- DARWIN, CH. 1846. Geological observations on the volcanic islands and part of South America visited during the voyage of the H. M. S. Beagle, under the command of Capt. Fitz Roy, R. N. during the years 1832 to 1836. Smith Elder and co Ed., London, 279 p.
- DI PAOLA, E., C. Y MARCHESE, H., G., 1973. Litoestratigrafía de la Formación Patagonia en el área tipo (Bajo de San Julián – desembocadura del río Santa Cruz). Provincia de Santa Cruz. República Argentina. V Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 207-222.
- FEBRER, J., PLASENCIA, M. Y SABBIONE, N., 2001. Local and regional seismicity from Ushuaia broadband station Observations (Tierra del Fuego). Terra Antartica, 8(2): 35-40.

FERUGLIO, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). (Expedición Alberto de Agostini 1930-31). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 37 (1): 3-255.

FERUGLIO, E., 1949-50. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Ministerio de Industria y Comercio de la República Argentina. Buenos Aires. 1: 1-334.

FLECK, R.J., J.H., MERCER, A.E. NAIR AND D.N. PETERSON, 1972. Chronology of Late Pliocene and Early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. Earth and Planetary Sciences Letters. 16: 15-21.

FLYNN, J. AND C.C SWISHER, 1995. Chronology of the Cenozoic glacial South American Land Mammals Ages. VI Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Resúmenes: 29-30. Museo Paleontología Feruglio.

FURQUE, G. Y CAMACHO, H.H., 1972. El Cretácico Superior y terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). Actas 4^o Jornadas Geológicas Argentinas, 61-75. Buenos Aires.

FURQUE, G., 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 140, 1-51.

GIACONI, LUÍS, 1980. (GEOTEC SA). Estudio del río Santa Cruz en relación con su aprovechamiento hidroeléctrico integral. Informe complementario. En IECI Investigación GEOFISICA para el estudio del Aprovechamiento hidroeléctrico integral del río Santa Cruz. Prefatibilidad. Volumen IV, Anexo N^o 4B.

GUERSTEIN, G. R., GULER, M. V. Y CASADÍO, S., 2004. Palynostratigraphy and palaeoenvironments across the Oligocene-Miocene boundary within the Centinela Formation, southwestern Argentina. En: Beaudoin, A. B. y Head, M. J., The Palynology and Micropalaeontology of boundaries. Geological Society, London, Special Publications, 230: 325-343.

HALLER, M.J.; M. DORAZIO; F. INNOCENTI; P. MANETTI AND F. MAZARRINI, 2002. Late Cenozoic plateau basalt from southwestern Santa Cruz, Argentina: an example of transitions from subduction influenced to intraplate magmatism. XV Congreso Geológico Argentino.

HATCHER, J. B., 1903. Geography of Southern Patagonia. In Scott, W.B. (ed.) Reports of the Princeton University Expedition to Patagonia 1896-1899, J. Pierpoint Morgan Publishing Foundation, Narrative of the expeditions 1: 45-332, Princeton.

IATASA, 2007. Estudios geológicos y geotécnicos en Cóndor Cliff y La Barrancosa y alternativas de presas, Santa Cruz Argentina. Informe Final, inédito, pp 40.

KRAEMER, P.E., 1991, Estructura y evolución de los Andes Patagónicos entre los 49° 40 y 50° 40 Latitud Sur. Provincia de Santa Cruz. Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Córdoba, 335 p

MALAGNINO E., 1995. The discovery of the oldest extra-Andean glaciation in the Lago Buenos Aires Basin, Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula 9 (1991), Rabassa & Saleme Eds., Balkema, 4, 69-83.

MALAGNINO, E. C., 2009. Las Glaciaciones en la Cuenca del Lago Buenos Aires. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. TI y TII.

- MALAGNINO, E., 2000. Suelos estructurales fósiles en las planicies glaciales de la Provincia de Santa Cruz. Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, 67 p.
- MALAGNINO, E.C., 1991. Estudio Geológico Regional de Cordillera Patagónica y Patagonia Extrandina. Cuenca Austral. BHP. Inédito
- MALAGNINO, E.C., 2015. Estudio de línea de base en la Sección Occidental de Pampa Alta. SERMAN. Inédito.
- MARENSSI, S. A., CASADÍO, S. Y SANTILLANA, S.N. 2003. Estratigrafía y sedimentología de las unidades del Cretácico superior-Paleógeno aflorantes en la margen sureste del lago Viedma, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(3): 403-416.
- MERCER, J., 1969. Glacial history of Southern Argentina More than two millions years ago. Sciences, 164 (3881):823-825. Mercer (1975)
- MERCER, J.H., 1976. Glacial history of southernmost South America. Quaternary Research 6, 125-166.
- MERCER, J. & J.SUTTER 1982. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice-sheet history. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 38:135-206.
- MERCER, J.; R.J.FLECK; E.A.MANKINEN & W.SANDER 1975. Southern Patagonia: Glacial Events Between 4 m.y. and 1 m.y. Ago. *Quaternary Studies*. The Royal Society of New Zealand, Wellington, pp 223-230.
- NEIC, 2002. <http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>.
- NULLO, F. E., PROSERPIO, C. Y RAMOS, V., 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina – Chile. VII Congreso Geológico Argentino, Actas, I: 455-470.
- PANZA, J.L., 2002. La cubierta detrítica del Cenozoico superior. In: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Santa Cruz, Haller, J.M. (Ed). Relatorio del XV Congreso Argentino, El Calafate. 1-17:259-284. Buenos Aires.
- PELAYO, A. AND WIENS D., 1989. Seismotectonics and relative plate motion in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*, 94: 7293-7320.
- PLASENCIA, M., CONNOR, G., HORMAECHEA, J. Y SABBIONE, N., 2002. Determinación preliminar de epicentros registrados en la estación sísmológica DSPA (Despedida), Provincia de
- RAMOS, V. A. 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 887- 903.
- RAMOS, V. A. Y KAY, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205, 1-22.
- RIGGI, J. C., 1978. La importancia de los sedimentos piroclásticos y de la sílice biogénica en la estratigrafía de la Formación Patagonia. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 33 (2): 158-171.
- ROVERETO, G., 1921. Studi di Geomorfologia Argentina V. La Penisola de Valdéz. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, XL: 1-47.

- RUSSO, A. Y FLORES, M. A., 1972. Patagonia austral extraandina. En: Leanza, A. F. (Ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 809 p.
- STRELIN J.A. AND E.C. MALAGNINO, 2000. Late-Glacial History of Lago Argentino, Argentina, and Age of the Puerto Bandera Moraines. . Quaternary Research 54, 339-347
- STRELIN, J., RE, G., KELLER, R. AND MALAGNINO E. 1999. New evidences concerning the Plio-Pleistocene landscape evolution of southern Santa Cruz region. Journal of South American Earth Sciences 12: 333-341.
- STRELIN, J.A. Y E.C. MALAGNINO, 1996. Glaciaciones Pleistocenas del Lago Argentino y Alto Valle del Río Santa Cruz. *XIII Congreso Geológico Argentino*, Vol IV: 311-326.
- STRELIN, J.A. Y E.C. MALAGNINO, 2009. Charles Darwin and the oldest glacial events in Patagonia: the erratic blocks of the río Santa Cruz valley. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (1): 101 - 108 (2009) 101
- STRELIN, J.A., 1995. New evidences on the relationships between the oldest extra-andean glaciations in the Río Santa Cruz area. *Quat. of South Am. and Ant. Peninsul.* A.A. Balkema, 9 (1991): 105-116, Rotterdam.
- TAUBER, A. A., 1997a. Bioestratigrafía de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Ameghiniana* 34 (4): 413–426.
- TAUBER, A. A., 1997b. Paleoecología de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Ameghiniana* 34 (4): 517-529.
- TURAZZINI, G.E., 2002. Aprovechamientos Hidráulicos. *Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*, 779-812
- VARNES, D. J., 1978, Slope movements types and processes, en Schuster R.L., y Krizek R.J., ed, *Landslides analysis and control*: Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report 176, p. 9–33.
- ZAMBRANO, F. AND URIEN, C., 1970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation of the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research*, 75 (8), 1363-1396.