

APROVECHAMIENTOS HIDROELÉCTRICOS DEL RÍO SANTA CRUZ

ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL

CAPÍTULO 4 – LÍNEA DE BASE AMBIENTAL

4.2 MEDIO NATURAL

4.2.2 – GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA y GLACIARES

ÍNDICE

4.2.2.1	INTRODUCCION	1
4.2.2.2	UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	1
4.2.2.3	METODOLOGÍA	2
4.2.2.4	GEOLOGÍA DEL VALLE DEL RÍO SANTA CRUZ	4
4.2.2.4.1	Estratigrafía	4
4.2.2.4.2	Estructura	53
4.2.2.4.3	Geomorfología.....	59
4.2.2.4.4	Peligro Geológico.....	60
4.2.2.5	GEOLOGÍA DE LOS PROYECTOS DE CIERRES NESTOR KICHNER Y JORGE CEPERNIC VALLE DEL RÍO SANTA CRUZ.....	95
4.2.2.5.1	Geología de la Comarca del Cierre Presidente Néstor Kirchner	95
4.2.2.5.1.1	Estratigrafía	95
4.2.2.5.1.2	Geomorfología.....	140
4.2.2.5.1.3	Peligro Geológico	151
4.2.2.5.1.4	Hidrogeología	165
4.2.2.5.2	Geología de la Comarca del Cierre Jorge Cepernic	170
4.2.2.5.2.1	Estratigrafía	170
4.2.2.5.2.2	Geomorfología.....	179
4.2.2.5.2.3	Peligro Geológico	185
4.2.2.5.2.4	Hidrogeología	185
4.2.2.6	EL SISTEMA DE GLACIARES DEL CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR DE DESCARGA ATLÁNTICA, LAGOS ARGENTINO Y VIEDMA Y RIOS SANTA CRUZ Y LA LEONA	189
4.2.2.6.1	El Campo de Hielo Patagónico Sur	189
4.2.2.6.1.1	Glaciar Moreno	192
4.2.2.6.1.2	Glaciar Upsala	209
4.2.2.6.1.3	Glaciar Viedma	219
4.2.2.6.1.4	Peligrosidad Geológica.....	223
4.2.2.7	CONCLUSIONES	225
4.2.2.8	BIBLIOGRAFIA.....	229

ANEXO MAPAS

Geológico de la Presa Presidente Néstor Kirchner

Geomorfológico de la Presa Presidente Néstor Kirchner

Mapa Geológico de la Presa Jorge Cepernic.

Geomorfológico de la Presa Jorge Cepernic.

4.2.2.1 INTRODUCCIÓN

El presente capítulo contiene una descripción general de la geología del valle del río Santa Cruz y, con mayor detalle, la que está presente en las comarcas donde se localizarán los cierres y los espejos de agua de los futuros emprendimientos hidroeléctricos Presidente Néstor Kirchner y Gobernador Jorge Cepernic.

En su desarrollo se describe, en primer término, la geología 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.

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 localizará 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 NK y JC que son las localidades en las cuales las intervenciones ingenieriles serán profundas. Finalmente, en la tercera parte, dedicada al análisis del sistema de glaciares del campo de hielo patagónico y su peligrosidad geológica.

4.2.2.2 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 su desembocadura en el océano Atlántico (Figura 1).



Figura 1: Valle del río Santa Cruz. 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 instalarán los ejes de ambas presas y sus áreas aledañas inmediatas con el fin de evaluar los factores geológicos que puedan gravitar sobre estas obras, especialmente los que tienen que ver con la peligrosidad geológica que esas secciones presentan y que podrían provenir desde posiciones alejadas a ellos.

La zona correspondiente a los estudios de detalle para las áreas de las presas se ilustra en la Figura 2.



Figura 2: Las áreas delimitadas por las trazas roja y anaranjada señalan las zonas de estudios de detalle correspondientes a los proyectados cierres de NK y JC respectivamente

4.2.2.3 METODOLOGÍA

El presente estudio geológico se concretó mediante una serie de tareas de gabinete y de campo que se detallan a continuación.

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.

- Consorcio IECI, 1977; Consorcio IECI, 1978a y Consorcio 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 que están

presentes en las zonas de los cierres. También fueron consultados los estudios de Giaconi (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 (2004); Malagnino (2005); Strelin y Malagnino (2009); Malagnino (2015).
- 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 ERS1 y ERS2, imágenes pancromáticas de alta resolución extraídas del *Google Earth*, fotografías aéreas estereoscópicas e imágenes obtenidas por un helicóptero drom. 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 su desembocadura en el Océano Atlántico. 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 las secciones superior e inferior del río Santa Cruz y las correspondientes 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. Asimismo, se confeccionó una cartografía geológica temática integrada de cuatro mapas.

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 localizará 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.

Los resultados del estudio realizado a partir de las actividades reseñadas se exponen a continuación.

4.2.2.4 GEOLOGÍA DEL VALLE DEL RÍO SANTA CRUZ

4.2.2.4.1 Estratigrafía

Introducción

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 NK y JC, 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. Sobreyaciendo 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 materialización del valle del río Santa Cruz y la acumulación de extensos depósitos morénicos y glacifluviales 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.

Durante una etapa previa a los referidos procesos de glaciario regional, tuvieron lugar episodios de vulcanismo efusivo del tipo intraplaca que posibilitaron que sus extensas coladas basálticas de alta fluidalidad ingresaran al ancestral valle del río Santa Cruz y se desplazaran sobre sus terrazas fluviales y sobre su cauce activo dando lugar a numerosos endicamientos. Los eventos glaciarios posteriores referidos precedentemente las erosionaron parcialmente.

Por último, las acumulaciones más modernas que se desarrollaron en tiempos postglaciares, durante el Holoceno, corresponden a depósitos fluviales de llanura de inundación y terrazas aluviales inferiores del río Santa Cruz, acumulaciones lacustres, eólicas y, especialmente, las 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 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.

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 glacifluviales y glacialacustres
		Morenas Arroyo Verde (AV) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glacifluviales y glacialacustres
		Morenas Cerro Fortaleza (CF) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glacifluviales y glacialacustres
		Morenas Chuñi Aike (ChA) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales
		Morenas Estancia La Frutuosa (ELF) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales
		Gravas y Arenas Glacifluviales de la Terraza San Fernando
TERCIARIO PRINCIPALMENTE NEOGENO	PLIOCENO-MIOCENO superior	Basaltos Cóndor Cliff
		Gravas y arenas glacifluviales de la Terraza San Fernando (TSF)
		Gravas y arenas de la Terraza La Australasia (TLA)
		Morenas Pampa Alta (PA) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales
		Gravas y arenas glacifluviales de la Terraza Cerro Cuadrado (TCC)
	MIOCENO	Formación Santa Cruz
	MIOCENO EOCENO	"Patagoniano" - Formación Estancia 25 de Mayo

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

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

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 Tabla 2 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 (1907-1903)	Ameghino (1906)	Feruglio (1949-1950)	Bertels (1970)	Russo y Flores (1972)
Mioceno			Santa Cruz Beds		Entremiense		
			Supra-Patagonian Beds		Santacrucense		
Oligoceno	Terrain Tertiaire Patagonien	Great Patagonian Tertiary Formation		Rionegrense	Patagoniense	Leonense	Fm. Monte León
				Entremiense	Superpatagoniense	Juliense	Fm. San Julián
Eoceno			Patagonian Beds	Formación Santacrucense			Formación Patagonia
				Superpatagoniense			
				Leonense			
				Juliense			

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

Tabla 2: 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 NK que tratan sobre ésta 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 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 la estudio 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 NK. En la descripción realizada al sur del Lago Argentino, desde la base al techo, Cuitiño y Scasso (2010) 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 3). 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).

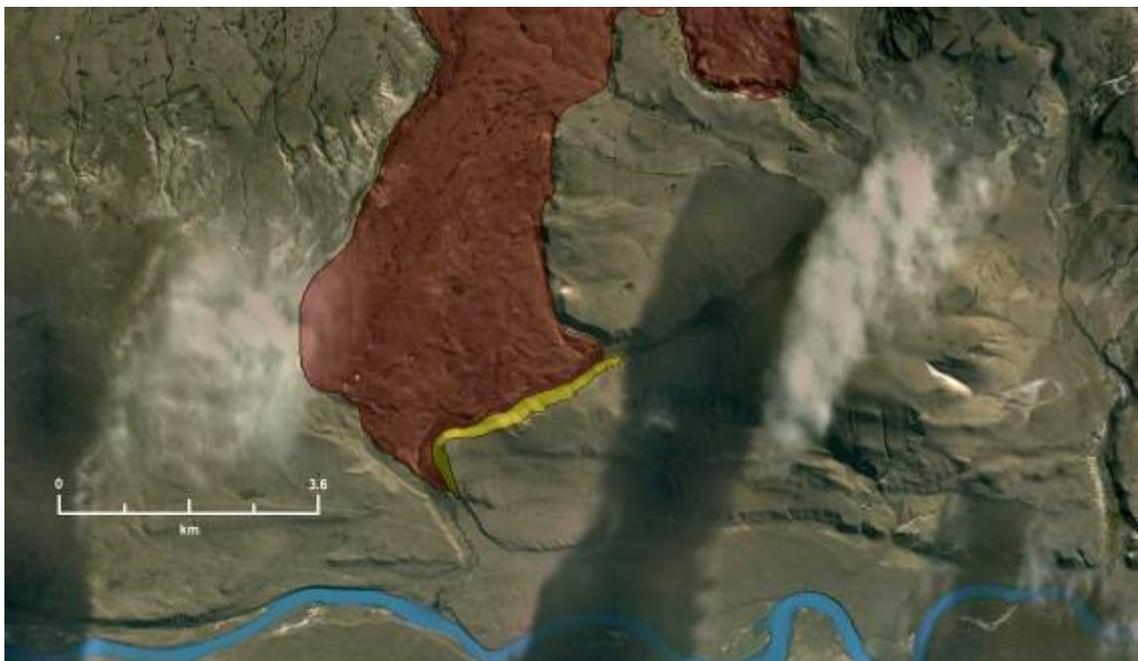


Figura 3: Afloramiento de la Formación Estancia 25 de Mayo en la quebrada El Mosquito (pantalla amarilla), sobre la margen norte del valle del río Santa Cruz. La pantalla bordó señala el flujo denso



Figura 4: 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 (Figura 5).



Figura 5: Restos fósiles en los afloramientos de la Formación Estancia 25 de Mayo

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 NK. 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 JC (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 (Mioceno)

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

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 Santacruceña, 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 indica que pertenece a la sección inferior del Santacruceño 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 Rio 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 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 6: Afloramientos de la sección inferior de la Formación Santa Cruz integrados de arcillitas y areniscas muy finas

Por otra parte, la Figura 7 ejemplifica las características generales que tiene esta unidad formacional en su sección intermedia, en afloramientos situados en las coordenadas de los $50^{\circ} 16' 44.33''$ S – $70^{\circ} 18' 30.63''$ O.



Figura 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 8).



Figura 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 glaciogénicas y derivadas de movimientos de remoción en masa, como ocurre en el proyectado cierre de NK, o están cubiertas de acumulaciones glacioluviales y depósitos de pedimento, como se observa en el sector del proyectado cierre JC. 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 NK, 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, glacioluviales 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 patagónico debido a los efectos tectónicos de la orogénesis Andina, la que dió 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 dió lugar a la formación de una sombra orográfica para la Patagonia Extrapatagónica, la que favoreció una condición árida. Esta particularidad climática explica la ausencia de niveles fosilíferos en los términos superiores de la Formación Santa Cruz

Estratigrafía Volcánica y Glaciogénica

Reseña del Conocimiento Glaciario de la Región del valle y áreas aledañas

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 Extrapatagónica una serie de eventos

tectónicos, volcánicos y glaciarios regionales que posibilitaron la deformación, sepultamiento y erosión de las formaciones marinas y continentales preexistentes, generándose progresivamente los lineamientos del valle del río Santa Cruz. El referido proceso glaciario dejó una serie de acumulaciones glaciogénicas (morénicas y glacioluviales) 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 flujos de lavas basálticas que en parte cubrieron 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 glaciarios para esta región.

El primero de ellos (Caldenius, 1932) realizó un estudio detallado de estas acumulaciones que es considerado pionero. En él los depósitos glaciogénicos presentes en la cuenca del lago Argentino fueron ordenados en 4 sistemas morénicos y sus glacioluviales 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, en analogía con el término Finiglacial, Caldenius (1932) lo denominó Inicialglacial (Figura 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 posteriormente 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; Malagnino, 2009) y tuvieron su inicio a partir del Mioceno medio a Mioceno tardío (Mercer *et al*, 1975; Mercer y Sutter, 1982; Malagnino, 1995).

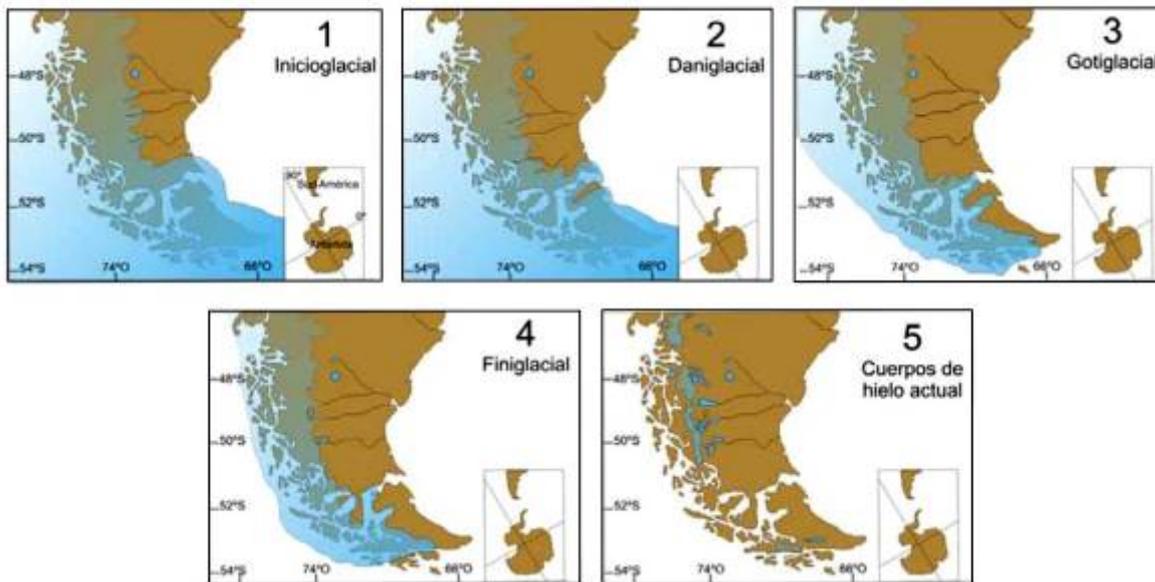


Figura 9: Esquema de los cuatro avances máximos de los glaciares en Patagonia según Caldenius (1932), donde considera la existencia de solamente dos glaciaciones. Fuente: Malagnino (2008)

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.

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 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 10 en la cual se señalan los límites que alcanzó esta glaciación según la interpretación que sobre ella realizaron diferentes autores.

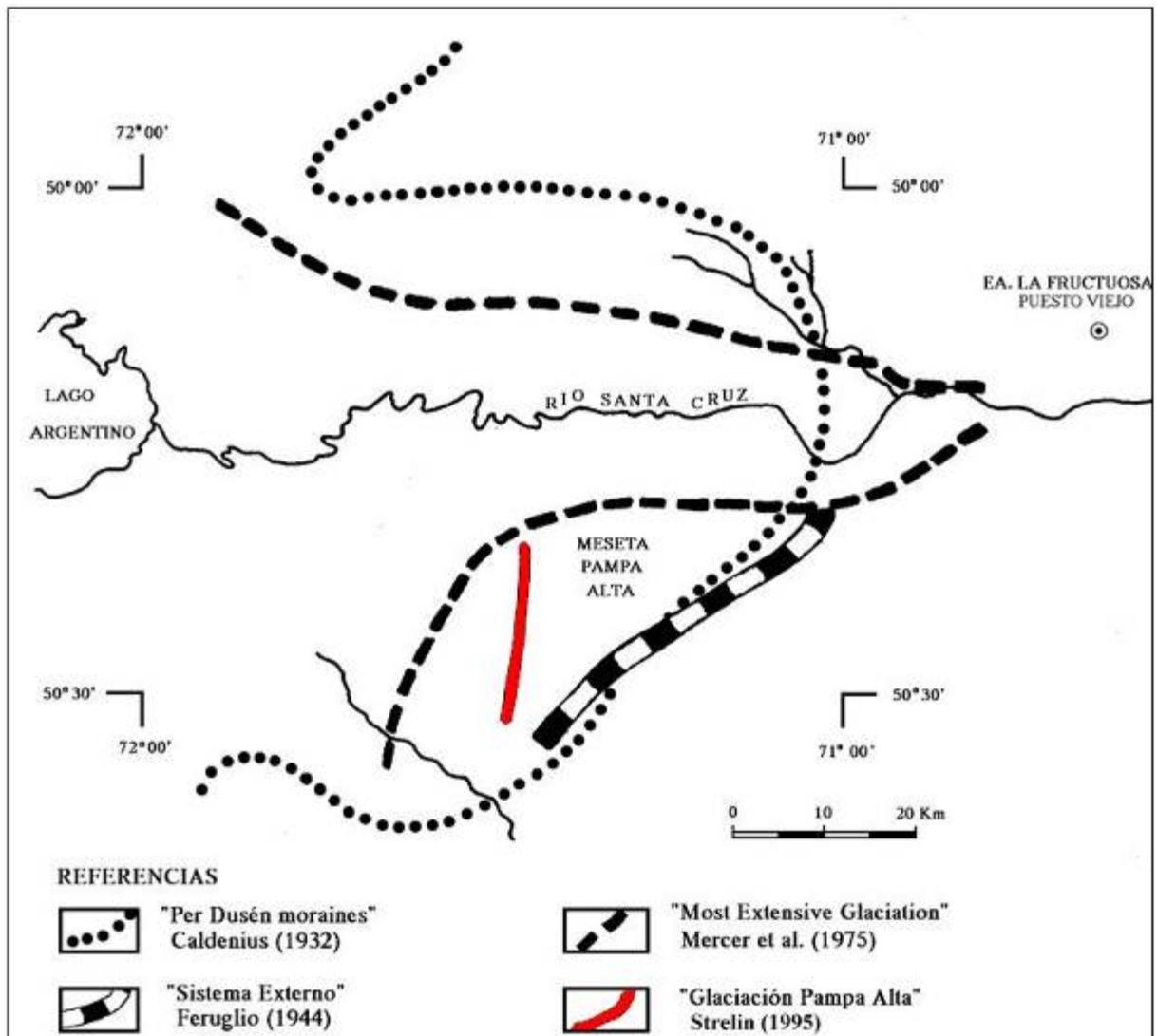


Figura 10: Interpretación de la Primera Glaciación pedemontana en la región del lago Argentino según distintos autores.

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

Terraza Cerro Cuadrado (TCC) y sus gravas y arenas glacifluviales (Mioceno superior)

Sobre ambos márgenes del Alto Valle del río Santa Cruz, cubriendo las mesetas Pampa Alta y La Meseta (Figura 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 antigua planicie podría haber estado vinculada con una superficie de transporte glacifluvial alimentada por el agua de ablación de una 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.

La ausencia de un registro morénico claro podrían deberse a que las acumulaciones de este tipo 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 a medida que el ascenso andino interceptaba la línea de nieves permanentes, 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, que fueron de magnitud continental, 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.

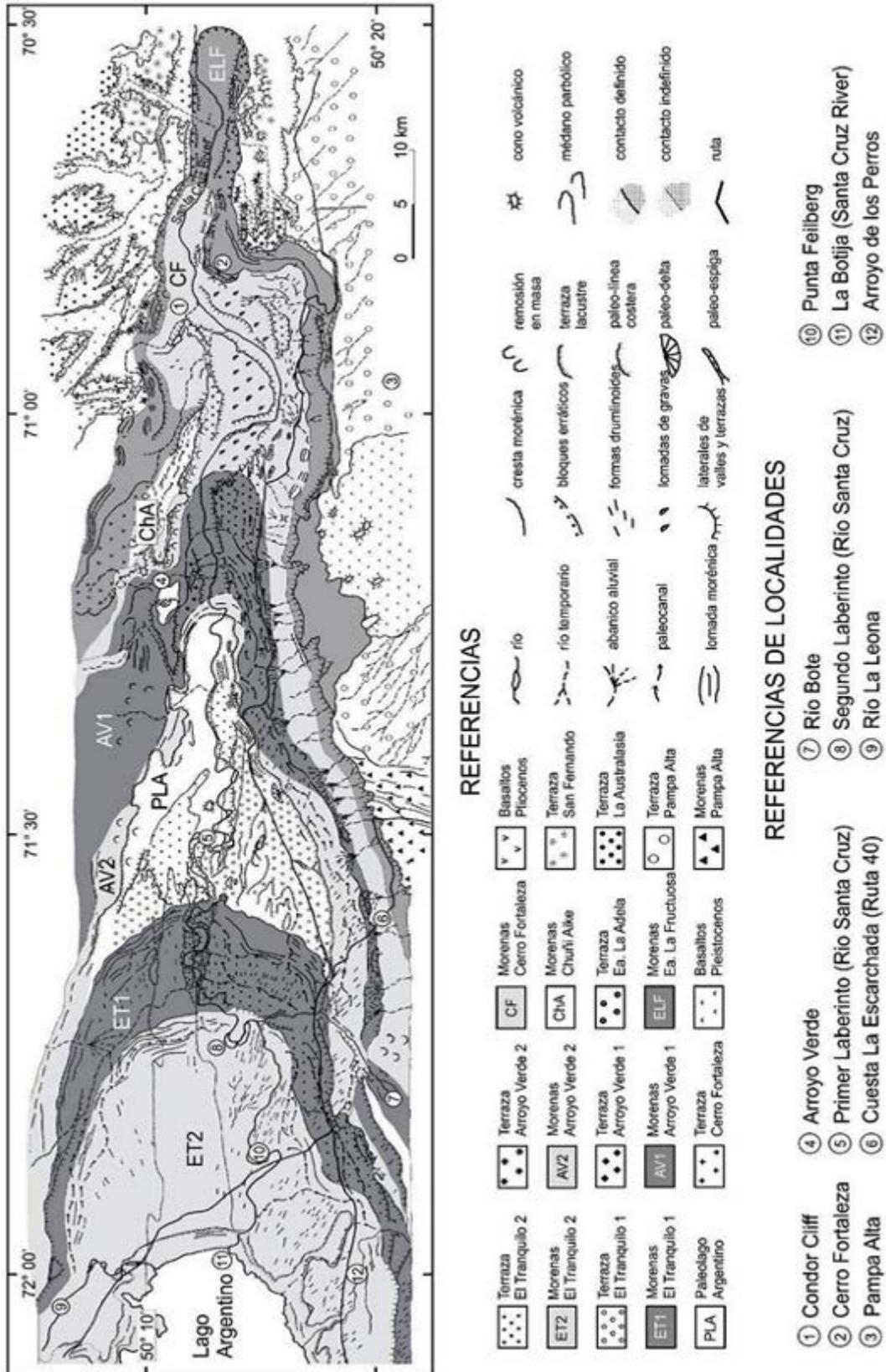


Figura 11: Unidades morfo estratigráficas en el valle del río Santa Cruz según Strelin y Malagnino (1996)

Strelin (1995), Strelin y Malagnino (1996) y Strelin et al (1999) individualizan a la TCC 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 hábito 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 m.

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 m.

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 m 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 glaciales (Mioceno superior-Plioceno)

Con posterioridad a la estructuración de la planicie precedentemente descrita sobrevino un extensivo período de erosión fluvial. El mismo habría estado asociado a levantamientos tectónicos de toda el área continental (Fase Quéchuica) suceso que dio 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 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 y 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 profundos como los actuales, 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 glaciales 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 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 pedemontano 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. También presenta un definido dislocamiento de rumbo noreste de indudable origen tectónico.

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 megahábito compuesto de paleocanales 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 paleoregistro 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 sistema 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.

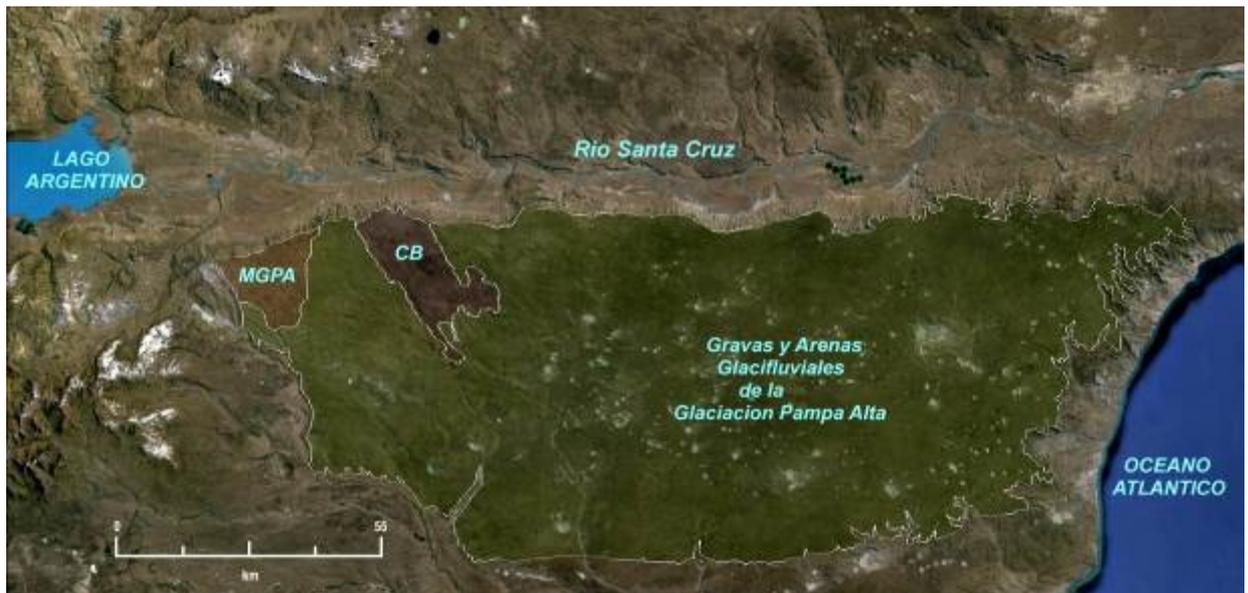


Figura12: Escena satelital regional en la cual se pueden visualizar con pantalla de color pardo las morenas frontales de la Primera Glaciación Patagónica pedemontana (Morenas de la Glaciación Pampa Alta - MGPA), en pantalla color verde sus acumulaciones glacifluviales proglaciarias (Gravas y Arenas Glacifluviales 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 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, 1991; 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 vinculada con las gravas del Cerro Cuadrado.



Figura 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 (Malagnino, 2015), 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 10)

Respecto al nivel glaciifluvial (terrazza Pampa Alta o Planicie Glaciifluvial 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 (Figura 11).

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 está 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 relicticas 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 m.

Terraza La Australasia (TLA) y sus depósitos de gravas y arenas (Mioceno superior-Plioceno)

Strelin (1995), Strelin y Malagnino (1996) y Strelin et al. (1999), unifican con este nombre a 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).

En las Figura 11 y 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 m 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. Teniendo en cuenta su inclinación regional, podría estar representando un pedimento de flanco.

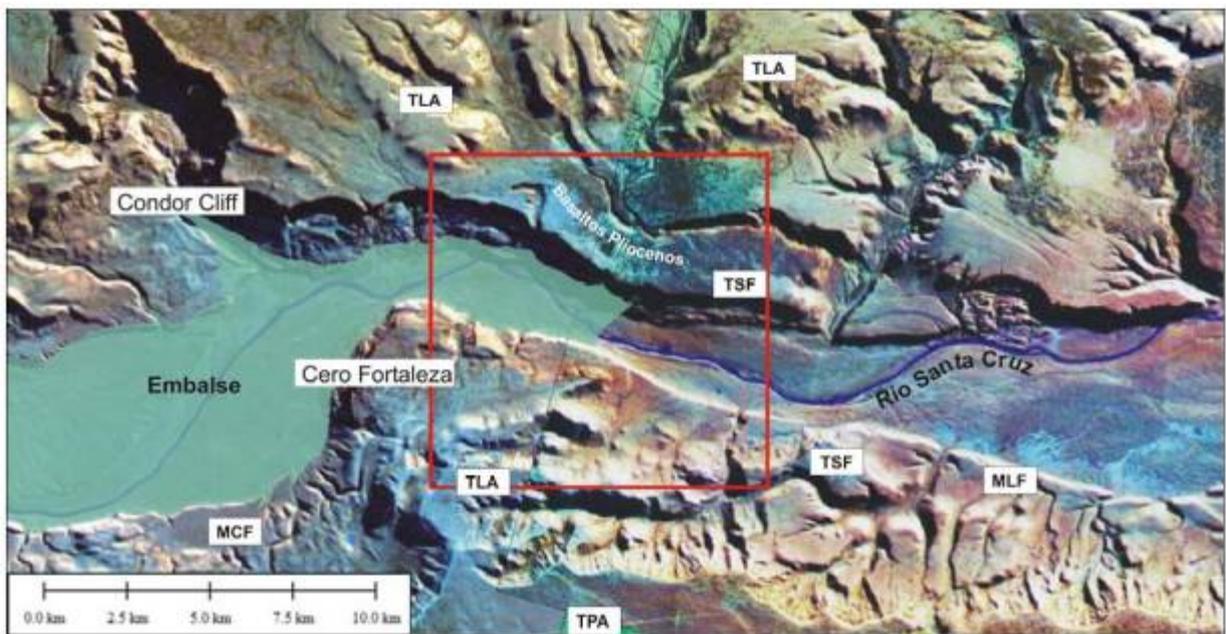


Figura 14. Zona del futuro cierre NK (recuadro rojo) con señalización de las unidades glaciogénicas Terraza Pampa Alta (TPA), Terraza La Australasia (TLA), Terraza San Fernando (TSF), Morenas Estancia La Fructuosa (MLF) y Morenas Cerro Fortaleza (MCF)

Inmediatamente al Oeste del arroyo Verde, en el cerro Nunatak se registra una importante acumulación de sedimentos limnoglaciares coronados por rodados que alcanzan una cota de 500 m. 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 m.

A cota 460 m afloran niveles arenos limosos estratificados con estructuras tractivas que hacia arriba dan paso a una alternancia en estratos delgados a láminas arenos - 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 m. De acuerdo a Strelin et al. (1999) los depósitos glacialacustres podrían responder al endicamiento de un lago proglaciar previo o durante la actividad volcánica de edad pliocena.

Terraza San Fernando (TSF) y sus depósitos de gravas y arenas glacifluviales (Mioceno superior-Plioceno)

Durante un período interglaciar 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 (Figuras 11 y 14). Si bien se considera que la terraza San Fernando constituyo una anterior planicie glacifluvial, 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 glacifluviales 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.

Basaltos Cóndor Cliff (Plioceno)

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 tributarios preexistentes que seccionaban a las terrazas más elevadas, hasta arribar al valle del ancestral río Santa Cruz en la localidad del proyectado cierre NK (Figuras 15 y 16) como el correspondiente a Jorge Cepernic (Figura 19).



Figura 15: 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 al 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 cañadones que cortan a la Terraza Australasia y terminaron cubriendo a la Terraza San Fernando, en la comarca del proyectado cierre NK

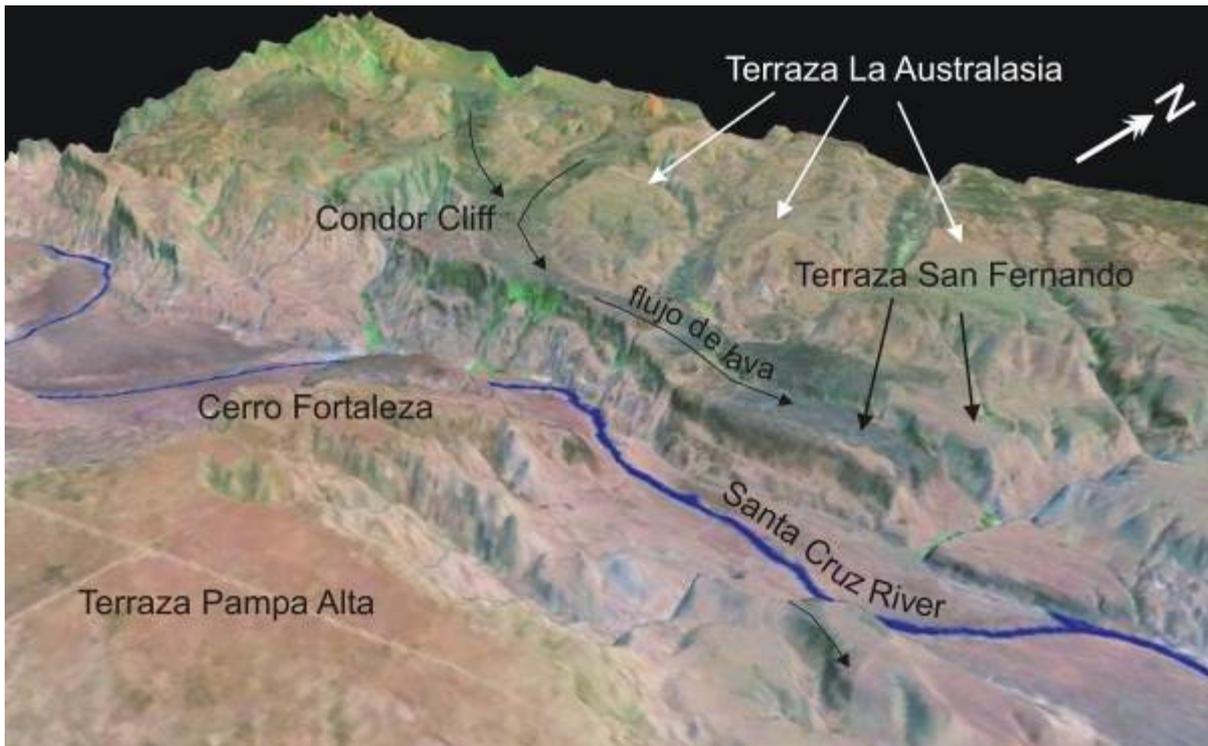


Figura 16: Los Basaltos pliocenos encauzados en los cañadones labrados en la Terraza Australasia se extendieron sobre la Terraza San Fernando cuando el piso de valle se localizaba sobre esta superficie

El primer investigador en identificar a los basaltos fue Darwin (1842) durante las observaciones geológicas que realizó en el valle del río Santa Cruz. Lo hizo en el sitio que denominó Cónдор Cliff, donde describió las características morfológicas y estratigráficas de las vulcanitas aflorantes. Más tarde, Mercer et al. (1975) realizaron observaciones y perfiles estratigráficos en localidades cercanas al sitio inicialmente descrito por Darwin (1842). Como conclusión, ambos autores establecieron interpretaciones similares que se diferencian únicamente en la posición de los bloques erráticos (actualmente definidos y formalizados como Morenas Estancia La Fructuosa) que según Mercer et al. (1975) se sitúan directamente sobre los basaltos de edad Pliocena (Figura 17 A y B).

Posteriormente Strelin y Malagnino (2009) concordaron con la interpretación de Mercer et al. (1975) en lo referente a los bloques erráticos que junto a algunos remanentes morénicos (Morenas Estancia La Fructuosa) apoyan directamente sobre las coladas basálticas del risco La Rampa. Pero a diferencia de las interpretaciones anteriores Strelin y Malagnino (2009) demostraron que los basaltos de Cónдор Cliff no se encuentran intercalados entre las capas de rodados sino que fluyeron encauzados en valles que cortan el nivel aterrazado superior (cota 500 m) correspondiente a las gravas y arenas glaciales de la Terraza La Australasia para finalmente cubrir a la Terraza San Fernando (Figura 17 C).

Esta interpretación discrepa con las observaciones de Darwin (1842) y Mercer et al. (1975) que consideran que los rodados agradaron sobre los basaltos. Los basaltos en realidad se encauzan en un paleopaisaje cubierto por Gravas y rodados glaciares San Fernando (Nivel IV), que en las inmediaciones de Cóndor Cliff alcanza cotas de entre 450 y 350 m. Este nivel aterrazado se halla también labrado sobre la Formación Santa Cruz.

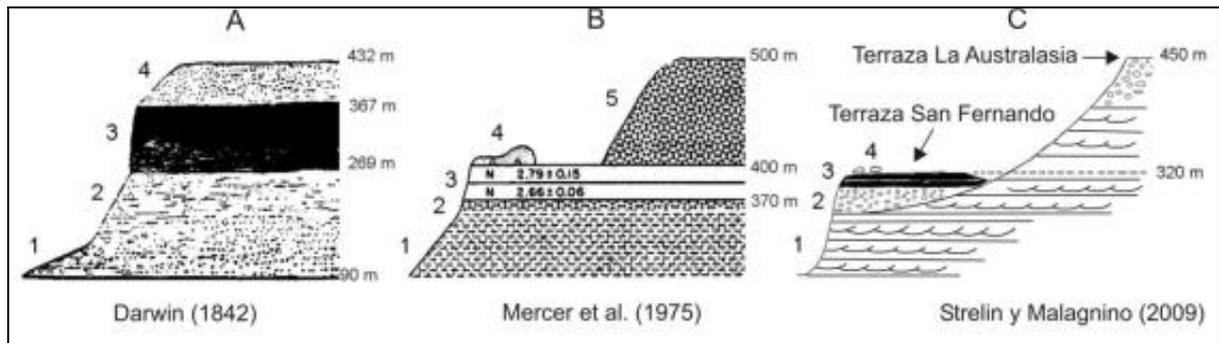


Figura 17: Córcondor Cliff según la interpretación de Darwin (1842), Mercer et al. (1975) y la propuesta de Strelin y Malagnino (2009). (1) Formación Santa Cruz, (2) aluvio de la Terraza San Fernando (Strelin et al., 1999), (3) Basaltos de Córcondor Cliff, (4) bloques erráticos de las Morenas Estancia La Fructuosa (Strelin, 1995).

En la comarca del cierre NK las coladas lávicas basálticas se localizan sobre laterales del valle 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 desde el norte 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 lavas almohadilladas que se sitúan en la base de una docena de coladas, presentes en Cerro Fortaleza. Todo este paquete volcánico está cubierto por aproximadamente 12 coladas lávicas que en su conjunto alcanzan 100 m de espesor (Figura 18).



Figura 18: Afloramientos de los Basaltos Cónдор Cliff en Cerro Fortaleza. La base se caracteriza por una sucesión de coladas y brechas de palagonita con lavas almohadilladas que se vinculan con sucesivos endicamientos volcánicos ocurridos en el antiguo valle del río Santa Cruz.

Secuencias similares a esta, con brechas volcánicas y lavas almohadilladas cubriendo rodados glaciafluviales son comunes a lo largo del faldeo norte del valle del río Santa Cruz, sobre la pared sur del risco La Rampa, en el ámbito de la sección donde se localiza la presa NK. Su presencia indica claramente la formación de endicamientos recurrentes en el antiguo río Santa Cruz promovidos por el avance de las coladas basálticas. 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 glaciafluvial 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 NK. 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, los basaltos fueron

afectados por una glaciación que se desplazó por el ancestral eje del valle del río Santa Cruz, denominada Glaciación La Frutuosa (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996), de tal forma que fueron erosionadas severamente y su cuerpo, inicialmente continuo, fue seccionado y separado en dos áreas volcánicas situadas a ambos lados del río Santa Cruz. De acuerdo a las dataciones radiométricas 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 JC los basaltos solamente están presentes en la margen izquierda. En esta localidad forman una extensa meseta volcánica que cubre una antigua planicie glacial. 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 19).

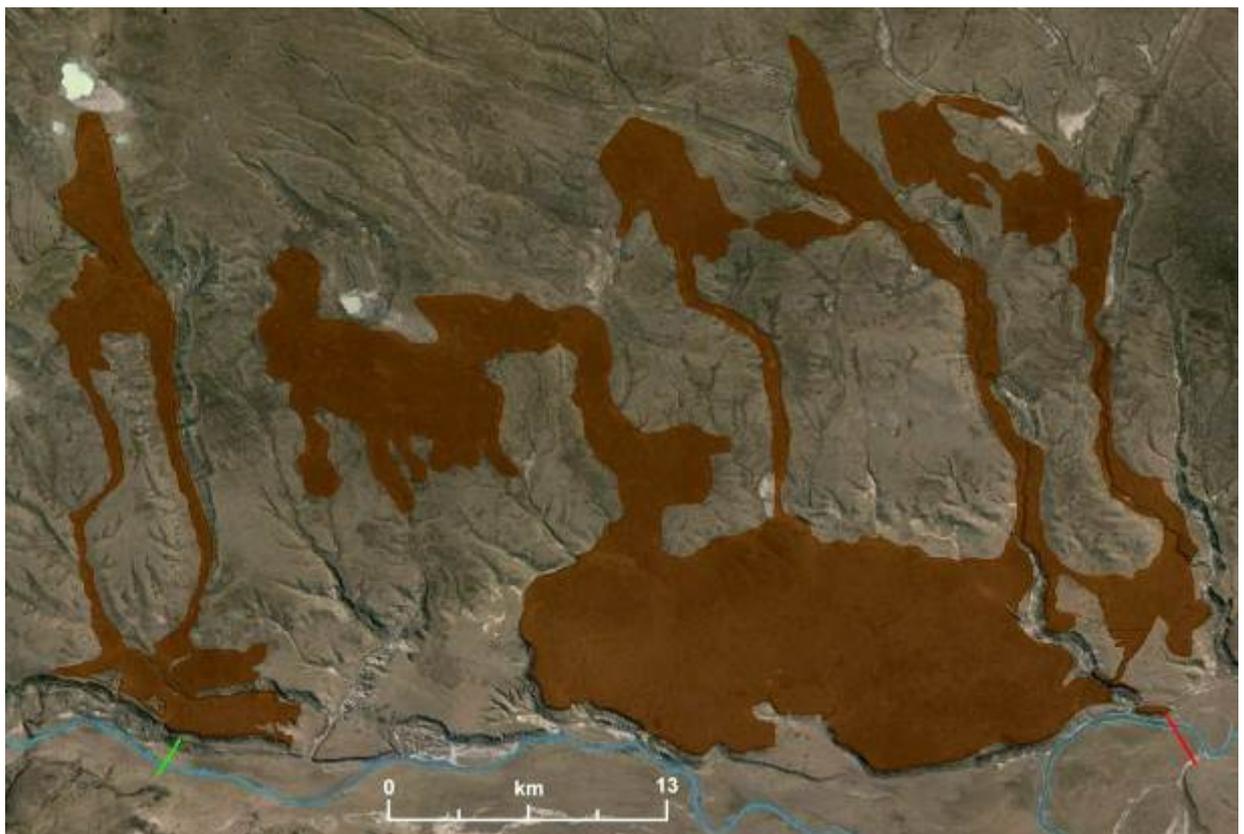


Figura 19: Efusiones lávicas en la región norte del valle del río Santa Cruz. La traza roja señala la localización del cierre proyectado JC la verde el correspondiente al cierre NK.

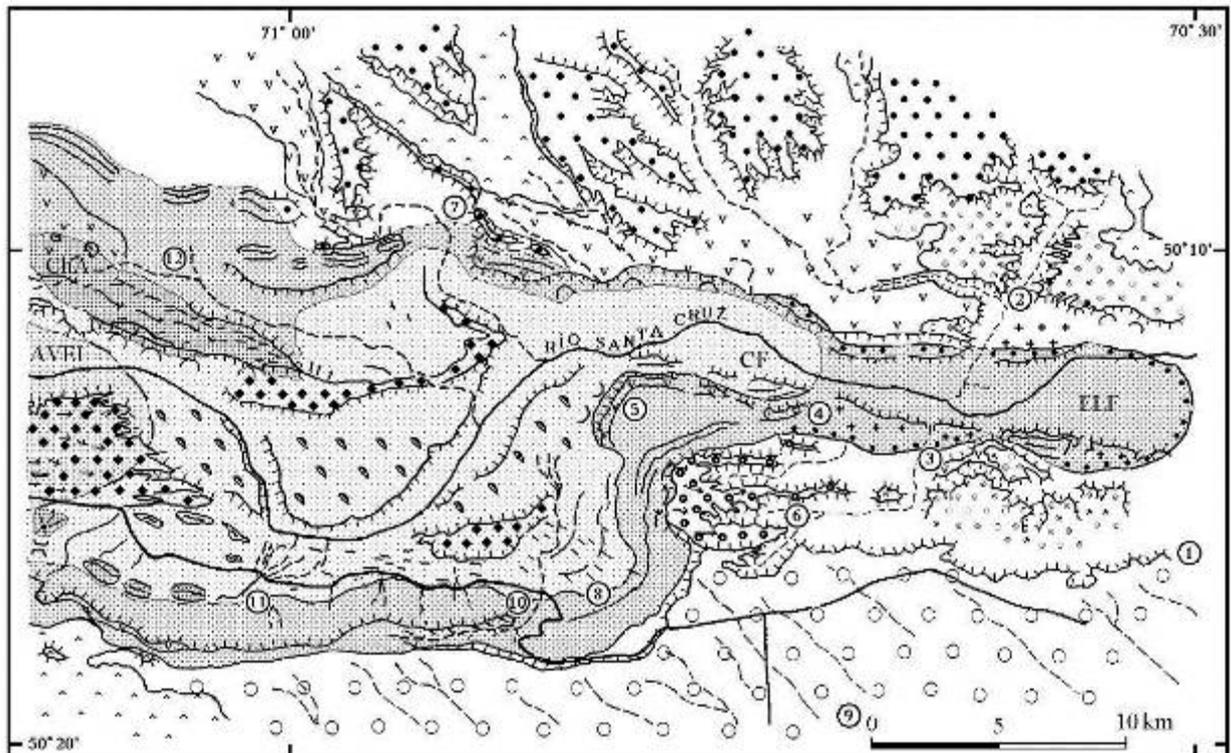
Estas lavas integran la unidad post plateau (Haller *et al.*, 2002), caracterizadas por ser basaltos alcalinos que presentan una signatura de distribución de elementos traza incompatibles, que es propia de magmas intraplaca sin influencia de subducción.

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 determinaciones paleomagnéticas 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 Frutuosa y sus depósitos glacifluviales (Pleistoceno)

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 encauzo 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 arribo.

En su máxima expansión llego los 70° 27' de longitud Oeste (Figura 20). Cuando se retiró, dejo tras de sí los depósitos correspondientes a las morenas de la glaciación Estancia La Frutuosa y sus acumulaciones glacifluviales relacionadas (Strelin, 1995; Strelin y Malagnino, 1996).



REFERENCIAS DE LOCALIDADES			
① Estancia El Vapor	④ Riscos de Las Lascas	⑦ Riscos Condor Cliff	⑩ Estancia La Enriqueta
② Puesto Ea. La Fructuosa	⑤ Riscos Punta de Vacas	⑧ Estancia Los Criollos	⑪ Estancia El Refugio
③ Riscos San Fernando	⑥ Estancia La Adela	⑨ Meseta Pampa Alta	⑫ Estancia Chuñi Aike

Figura 20: Morenas Estancia La Fructuosa (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 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 Fructuosa 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 20) 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 m y se caracteriza por la presencia de erráticos y de bloques de basaltos autóctonos que superan los 2 m 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 m.

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 m. 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 m 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 20).

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 Fructuosa precedentemente descritos. Se trata de los niveles más elevados que alcanza la terraza Estancia La Adela (Figura 20).

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 m. Los depósitos se disponen aquí al pié 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 aterrizado que alcanza una cota de 270 m. No existe un nivel glacifluvial claramente relacionable a este último pulso glaciario.

Siguiendo hacia el este y sobre ambas 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. 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 m.

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 m en las proximidades de la estancia La Santafecina. En la periferia de los anchos cordones morénicos se destacan aún antiguas geofomas periglaciales, entre ellas listas y redes de piedras.

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

Con el fin de la glaciación La Fructuosa, como consecuencia de un periodo interglaciar, el valle quedo 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 lleo 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 (Figuras 11 y 20).

Se considera que se trata de la glaciación menos conservada de todas las que gravitaron en el valle del río Santa Cruz ya que el avance de la siguiente glaciación elimino la mayor parte de su registro morfológico y estratigráfico. Sus depósitos se manifiestan como dos arcos discontinuos que quedaron separados por los referidos eventos erosivos de la siguiente glaciación Cerro Fortaleza, la 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 NK.

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 m y su espesor se estima superior a los 30 m. 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 (Figuras 11 y 20). Alcanzan aquí una cota próxima a los 500 m 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 glaciafluviales y glacialacustres (Pleistoceno)

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 NK. 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 anterior 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 alcanzaron a cubrir la mesa basáltica, a diferencia de lo ocurrido durante la glaciación La Fructuosa, observándose que la lengua del glaciar principal fue desviada y encauzada al pie de los riscos (Figura 20).

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 20). No obstante, en la localidad del futuro cierre NK, las

acumulaciones morénicas de la margen norte fueron posteriormente casi totalmente eliminadas a partir de movimientos de remoción en masa de diversa edad y 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 según una estructura deposicional laminar deformada. 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 m. 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 20) 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 m.

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 aportillamiento supera la cota de los 700 m.

El 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 del glaciar.

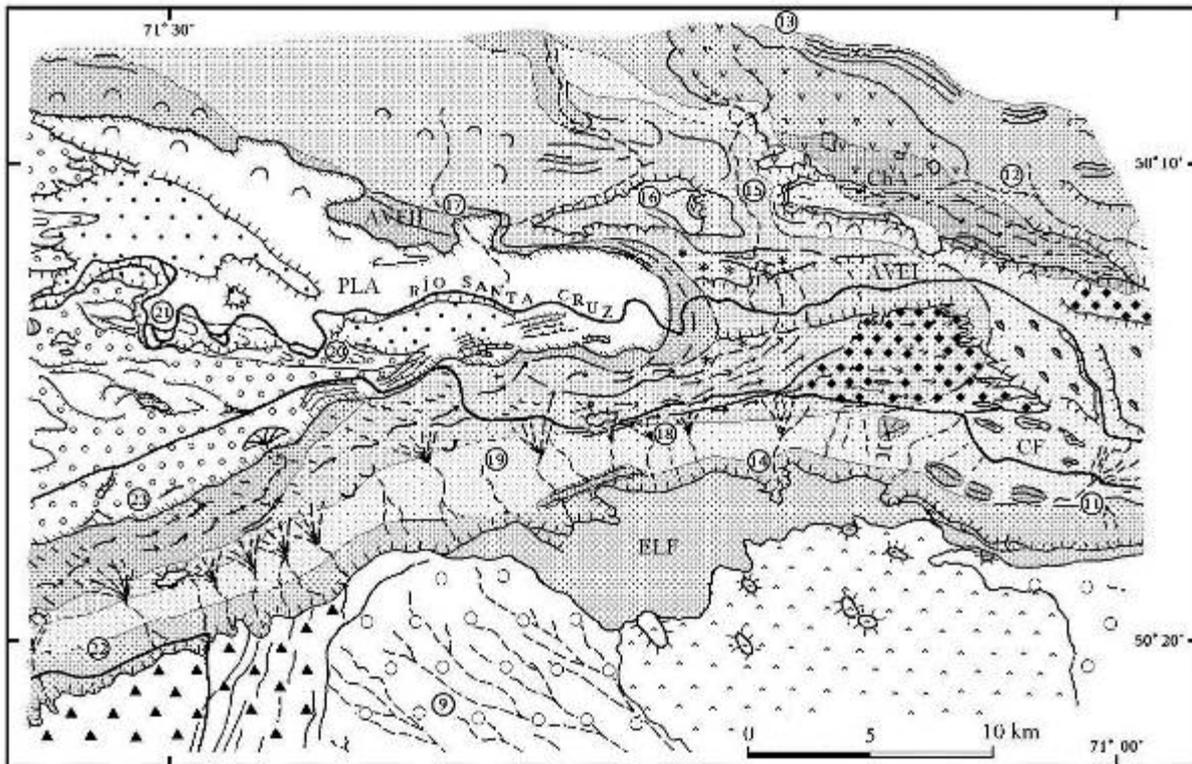
El origen de estas capas limosas se relaciona con la formación de uno o varios lagos producto del endicamiento morénico previo a la depositación de las morenas Arroyo Verde.

Morenas Arroyo Verde (AV) y sus depósitos de gravas, arenas y limo/arcillas glacifluviales y glacilacustres (Pleistoceno)

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 glaciarios 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 11 y 21). 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 21).



REFERENCIAS DE LOCALIDADES			
⑨ Meseta Pampa Alta	⑭ Estancia La Rosita	⑱ Estancia La Victoria	⑳ Primer Laberinto
⑩ Estancia El Refugio	⑮ Arroyo Verde	⑲ Estancia Las Torcazas	㉑ Cuesta de La Escarchada
⑪ Estancia Chuñi Aike	⑯ Cerro Nunatak	㉒ Estancia Los Porteños	㉒ Estancia La Martina
⑬ Puesto La Nortera	⑰ Estancia El Mosquito		

Figura 21: Morenas Arroyo Verde 1 (AVI), Arroyo Verde 2 (AVII), Paleo Lago Argentino (PLA). Ver las referencias en la Figura 11. Fuente: Adaptado de Strelin y Malagnino (1996)

En el sector del cierre se distinguen cinco arcos morénicos prominentes. Los dos arcos externos se hallan cubiertos por depósitos glaciafluviales 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 m. 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 ostreas 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 21) alcanzando cotas del orden de los 500 m. 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 21). 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.

Siguiendo río arriba se pierde la continuidad de los depósitos morénicos a causa de la degradación sufrida por movimientos de 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 m 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 m. Se asignan tentativamente a dicho estadal los depósitos morénicos más externos y elevados que abandonó el glaciar tributario del río Bote (Figura 11).

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-glaciares escalonadas. La preservación de las terrazas y de los remanentes de los dos

últimos arcos morénicos es tan favorable 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 m (Figura 21). 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 m.

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 m. 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 21) y Figura 23).

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 21).

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 m. 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 prolongado 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 descritas 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 aterrazados 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 glaci-fluviales 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 m. 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 m 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.

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 ondulas arenosas, finas a limosas, escalonadas en fase y por otro lado, secuencias

amarillentas de varves con laminación y estratificación planar también asociadas a óndulas escalonadas. Ocasionalmente hay intercalaciones de lentes diamictíticas singénicas vinculables a till de flujo. En las barrancas del Primer Laberinto (Figura 22) 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 22: Secuencia de acumulaciones lacustres presentes en el Primer Laberinto donde se distinguen un set basal deformado subyaciendo un paquete no deformado.

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 glacitectónicamente 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, por lo que durante esta etapa el desplazamiento glaciario fue por flujo y deformación subglaciar. 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.

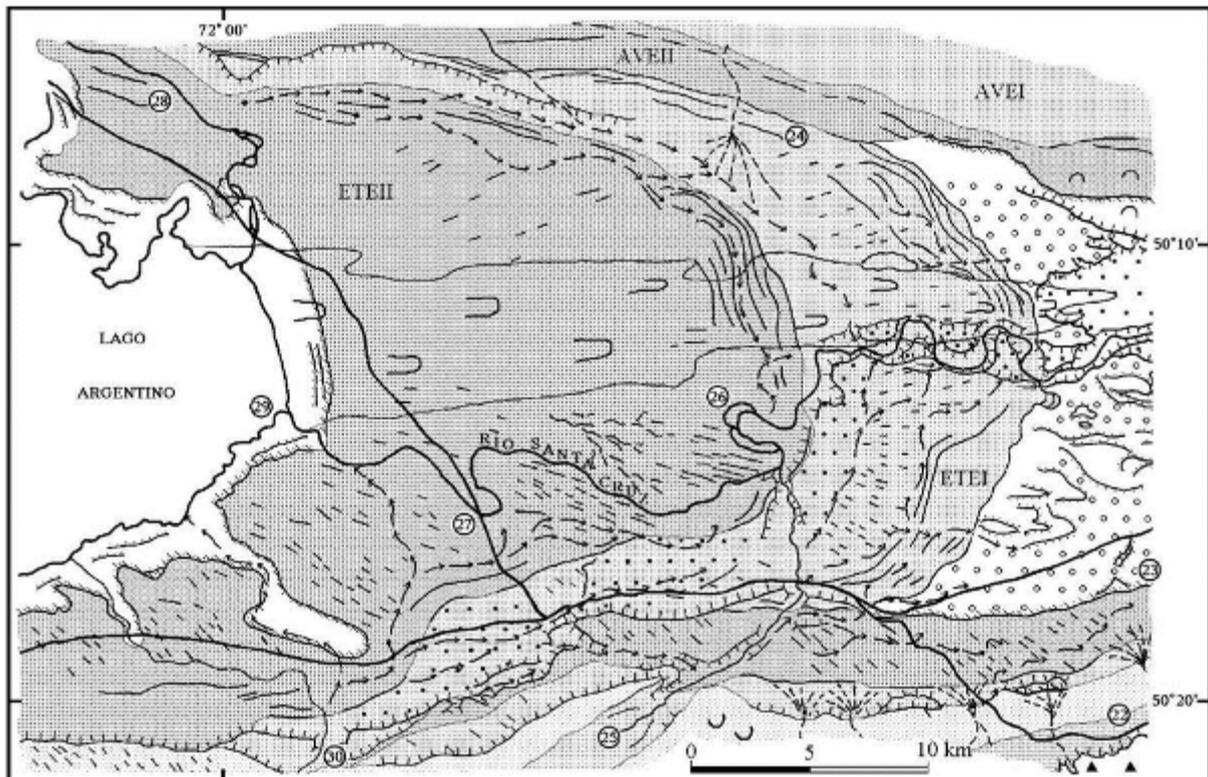
Por encima del paquete deformado se extiende otra secuencia de acumulaciones lacustres con niveles limo-arcillosos que alternan rítmicamente con otros compuestos de arenas-limosas dominantes, según secuencias de varves regulares, que remata con bancos de granulometría arcillo-limosa muy regular. Este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

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 glaciales y glacialacustres (Pleistoceno)

Estas morenas fueron depositadas durante una glaciación que se resolvió en tres estadales principales (Figuras 23 y 25), seguidos por un retroceso que fue interrumpido en los últimos 8.000 años por eventos neoglaciares.



REFERENCIAS DE LOCALIDADES		
23 Cuesta de La Escarchada	25 Río Bote	28 Río La Leona
23 Estancia La Martina	26 Segundo Laberinto	29 Punta Feilberg
24 Estancia El Tranquilo	27 Curva de La Botija	30 Arroyo de Los Perros

Figura 23: Morenas El Tranquilo, Estadial 1 (ETEI), El Tranquilo Estadial 2 (ETEII). Ver las referencias en la Figura 11. Fuente: Adaptado de Strelin y Malagnino (1996)

El endicamiento que posibilitó en gran parte la existencia de actual lago Argentino se debe al cierre morénico del segundo estadal de esta glaciación. 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 23).

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 m.

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 glaciarias y proglaciarias 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.

Estadal 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 estadial. Este conjunto cubre un depósito morénico previo cuya base apoya a su vez sobre depósitos limnoglaciarios deformados (Figura 24) que podrían corresponder a un lago formado luego del retiro del Estadial 1.



Figura 24: Till complejo correspondiente al Estadial 2 del sistema Morénico El Tranquilo. El nivel inferior corresponde a acumulaciones lacustres deformadas por glacitectornismo y el set superior está integrado por un till alojado areno limosos 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 estadial éste no se volviera a unir a los glaciares de las cuencas Guanacos - Turbio y Viedma.

El glacifluvial de este estadial cubre en sus primeros tramos proximales a los depósitos morénicos internos del estadial 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.

Estadial 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 Estadial 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 quedo 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 llego a ingresar profundamente en al 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 dejo una serie de acumulaciones morénicas que Strelin y Malagnino (2000) formalizaron con el nombre de Morenas Puerto Banderas (Figura 25), identificando en éste sistema a 3 Subestadales con edades de 13000 BP, 11000 BP y 10500 BP.

Si bien estas acumulaciones se localizan a aproximadamente 45 km al oeste del Estadial 2 de las Morenas El Tranquilo, se las incluye aquí ya que se considera que representan el Estadial 3 de esta glaciación 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 está vinculado con los ciclos climáticos de causa astronómica (Ciclos de Milankovitch) que marcaron el ritmo de los avances y retrocesos de las glaciaciones globales, específicamente las localizadas en la cuenca y valle del río Santa Cruz que fueron descriptas precedentemente.

En este caso el avance glaciario del Estadial 3 muy probablemente estuvo vinculado con un evento que tuvo lugar en el hemisferio norte. El mismo se vinculó con el drenaje acelerado del Paleolago Agassiz situado en el territorio de Canadá, el que al vaciarse en el océano Glacial Ártico y Atlántico Norte, solubilizó la corriente marino profunda (corriente termohalina) deteniendo su circulación, lo que dio lugar a un enfriamiento vertiginoso del hemisferio norte, región donde este avance glaciario ha sido definido con el nombre de *Younger Dryas* (Broecker, 2006). La evidencia de este súbito enfriamiento en la cuenca alta del río Santa Cruz fue identificada por primera vez por Strelin y Malagnino (2000) en la localidad de Puerto Bandera.

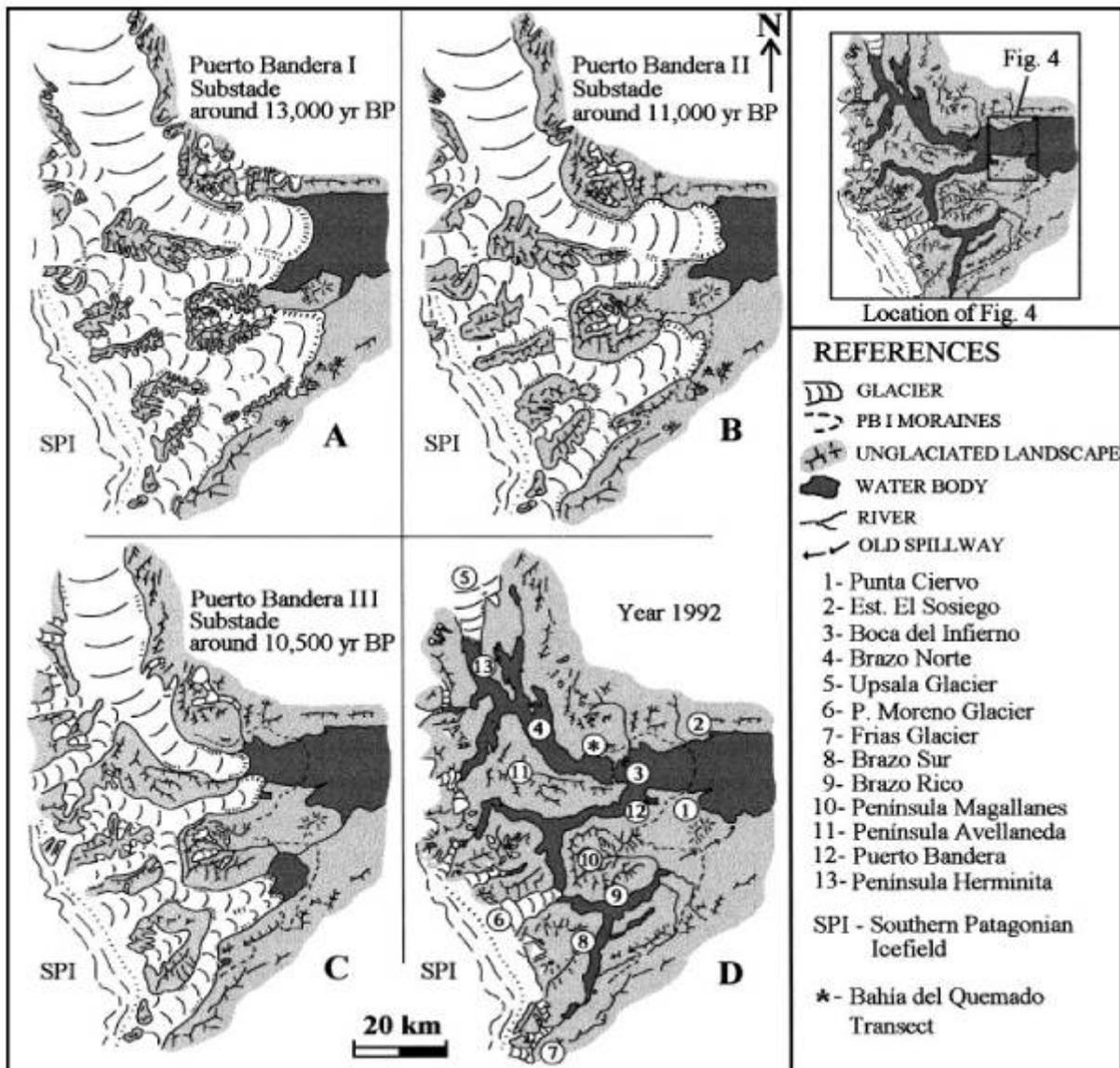


Figura 25: Evolución del frente de los glaciares durante el Estadial 3 de la última glaciación patagónica (Strelin y Malagnino, 2000)

Se considera por lo expuesto que las morenas Puerto Banderas representan el reavance póstumo (Estadial 3) de la última glaciación, aunque se destaca que su causa, específicamente terrestre, difiere de la que motorizó los estadales 1 y 2 que fueron del tipo astronómico al responder a los Ciclos de Milankovitch.

Posteriormente, durante el Holoceno tuvieron lugar nuevos avances y retrocesos neoglaciarios vinculados con variaciones cíclicas de la radiación solar, aunque en ningún caso el frente de los hielos llegó a traspasar las morenas del Estadial 3. (Malagnino and Strelin, 1992; Malagnino *et al.*, 1998; Malagnino *et al.*, 1997; Malagnino y Strelin, 1996; Malagnino, 2000)

Sedimentitas de edad holocena

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 edad, 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 NK y parcialmente en JC, 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.

4.2.2.4.2 Estructura

Marco Tectónico 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 emplazamiento 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 26).

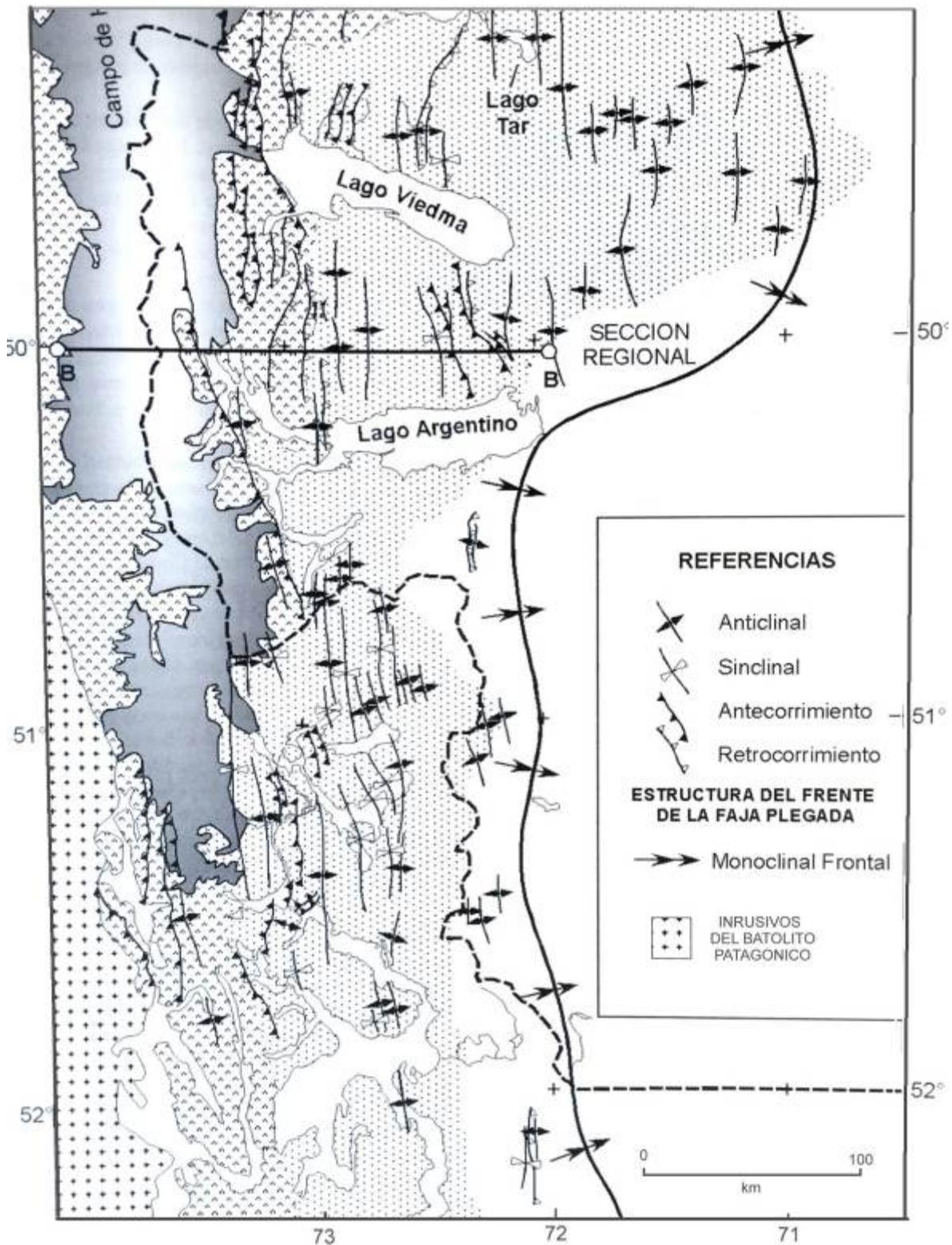


Figura 26: Dominios morfotectónicos para la región del lago Argentino (Kraemer et al., 2002)

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 NK, los 2° a 3°, manteniendo esta tendencia hasta el cierre de JC.

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 del río Santa Cruz. 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 el 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 glaciogénicas serán tratadas en el capítulo sobre la geología de detalle de los cierres proyectados.

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 sobrecojimientos 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 generó como una respuesta al alivio de carga que sobrevino cuando las masas de hielo se retiraron 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 27 se ilustra una estructura de éste tipo sobre el margen derecho del valle del río Santa Cruz afectando sedimentitas terciarias, en un corte artificial de la ruta, donde los desplazamientos de los bloques cabalgantes involucran traslados de aproximadamente 30 m.

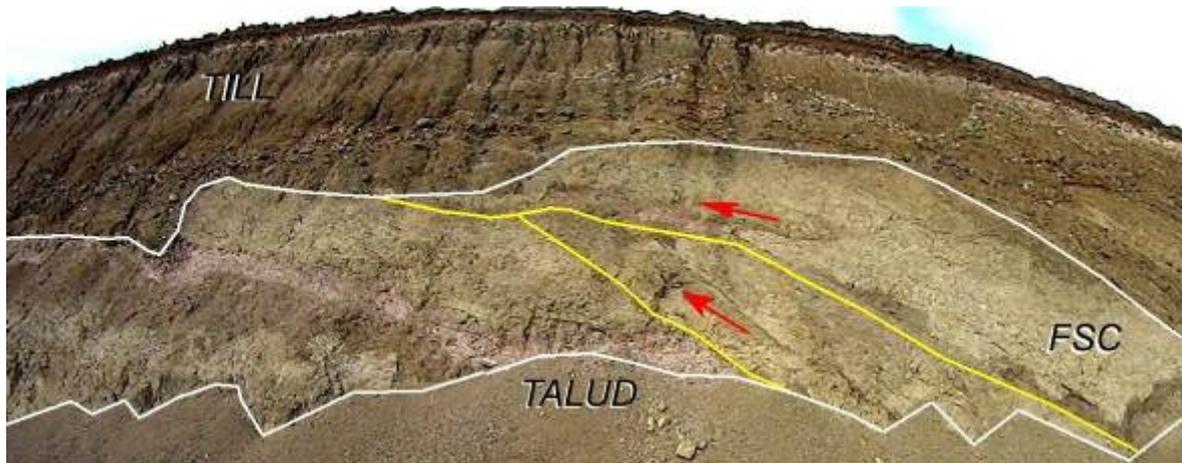


Figura 27: Cabalgamientos múltiples (dúplex) en las sedimentitas terciarias (FSC) por deformación glacitectónica. El nivel superior corresponde a un till alojado

Por otra parte, en la Figura 28 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 28: 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 29 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 mediante la generación de los planos de despegue que se observan en esquema de la Figura 29a.

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 que comienza con un movimiento intraestratal que se resuelve finalmente con un fallamiento inverso que intercepta la superficie del afloramiento.

A medida que el frente de hielo se aproxima se genera un incremento progresivo de los esfuerzos, situación que da lugar al corrimiento de los set fallados que se sobrecorren dando lugar a la formación de estructuras del tipo dúplex (Figura 29b).

Con el arribo del frente del glaciar a la sección que ya desarrollo 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 parcialmente arrasada el till basal (Figura 29c).

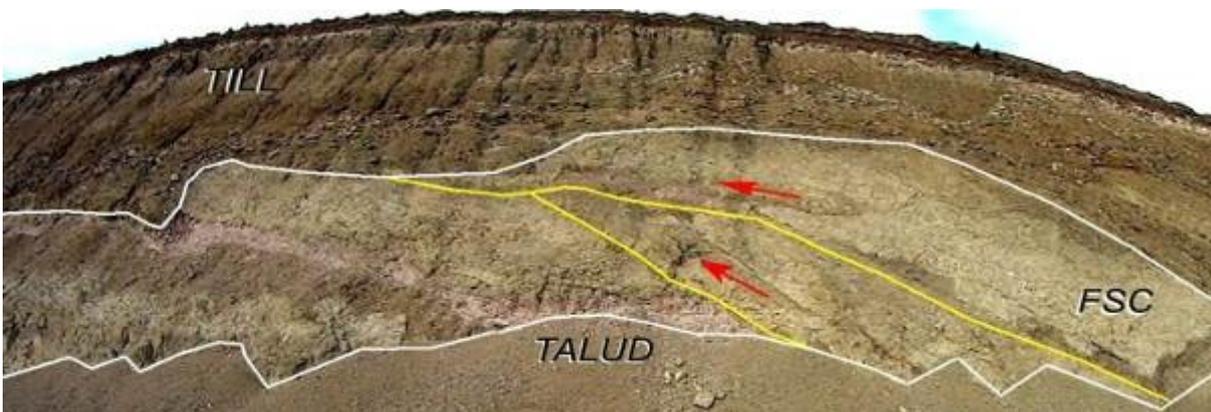
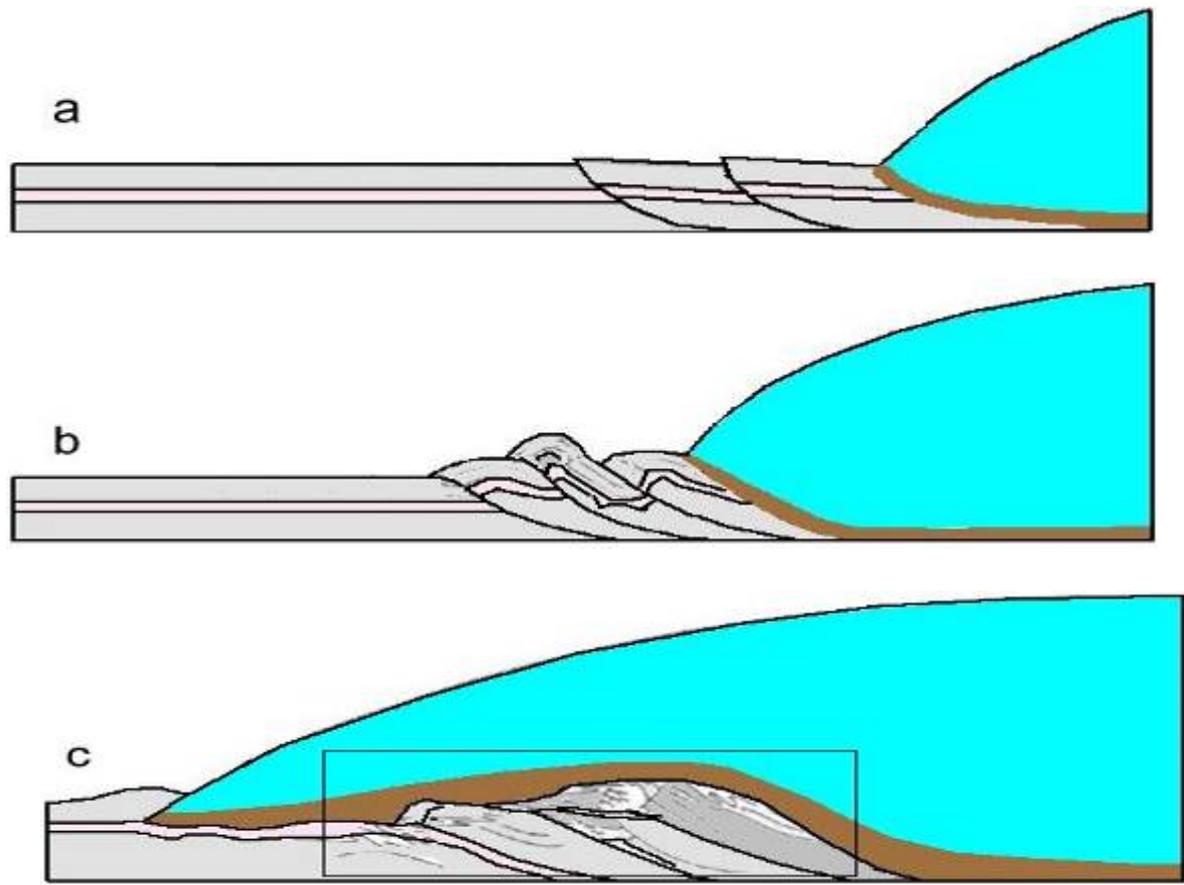


Figura 29: La secuencia de eventos que dio origen a las estructuras y acumulaciones que se observan en el corte de la cresta morénica la Figura 25. a) Etapa inicial: el fallamiento inverso afecta a las sedimentitas terciarias en el sector proglaciario, b) Etapa intermedia: formación de la estructura dúplex en el sector proglaciario y c) Etapa final: decapitación parcial de los bancos deformados. El recuadro señala la localización de la Figura 29



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.

4.2.2.4.3 Geomorfología

Las morfologías más destacadas a escala regional son sin duda las relacionadas con los eventos glaciogénicos (morenas y glacioluviales) 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 .

Las restantes geoformas observadas son las relacionadas con los procesos fluvial, lacustre, eólico, volcánico y remoción en masa serán tratadas más adelante en detalle en la descripción de los cierres proyectados. De entre ellas las vinculadas con los movimientos de remoción en masa tienen una notable distribución en gran parte del valle del río Santa Cruz, situación que amerita describirlas a continuación bajo el apartado Peligro Geológico.

4.2.2.4.4 Peligro Geológico

Introducción

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 ésta caracterización 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 tres peligros geológicos que podrían gravitar en la comarca del proyecto y sus áreas adyacentes, se detallan a continuación.

Peligro a la 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 superficie, 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 vertiente 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 modificaciones de las condiciones de estabilidad previas que en muchos casos incrementarán o promoverán a éste tipo de movimientos de masas de elevada dinámica.

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 30).

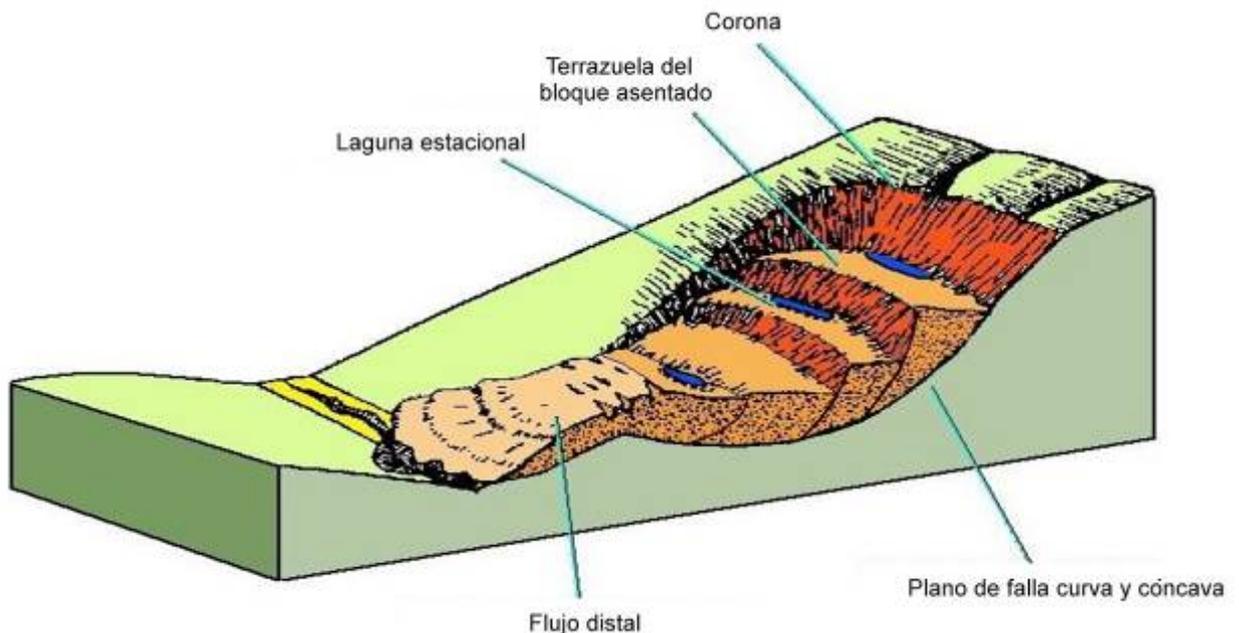


Figura 30: Terminología y rasgos morfológicos característicos de un deslizamiento rotacional típico que culmina como un flujo. (Modificado de Varnes 1978)

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 basáltica (Figura 31) y, en menor medida, planicies elevadas subhorizontales coronadas por bancos de conglomerados que en su mayor parte se vinculan con acumulaciones glaciafluviales que fueron depositadas por las distintas glaciaciones que ocurrieron en la comarca relevada, desde el Plioceno y durante el Pleistoceno.



Figura 31: Pendiente afectada por deslizamientos rotacionales en la sección del valle del río Santa Cruz situada $70^{\circ}54'17.85''O$ y $70^{\circ}54'17.85''O$, 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 el curso intermedio y superior del río Santa Cruz se puede observar sobre su vertiente norte, entre los $50^{\circ} 4'32.96''S$ y $50^{\circ} 9'7.41''S$, una extensa superficie de aproximadamente 300 km^2 afectada por movimientos de remoción en masa en la cual están presentes deslizamientos rotacionales que dan lugar a mega-bloques que en las cotas más elevadas tienen dimensiones individuales del orden de los 800 m de longitud y 120 m de ancho, destacándose que en la zona del cierre proyectado de NK estas extensiones llegan a los 700 m de longitud.

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 estratigráfica referida 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 por su parte el largo de los bloques deslizados y su ancho. En la sección fluvial del cierre NK 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 y bancos plásticos 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 las referidas superficies y cuerpos de despegue 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 NK, permite sugerir que estas morfologías serían indicadoras de deslizamientos compuestos y complejos que comienzan como un deslizamiento rotacional para continuar como un deslizamiento traslacional y finalmente culminar como un flujo.

Para el caso de deslizamientos rotacionales, una vez establecida la fractura cóncava y disparado el movimiento, el bloque se desliza hacia abajo por la superficies de ruptura siguiendo un movimiento de giro, 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, con la espalda del bloque apoyada sobre el plano de falla, morfología esta última que 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° , aunque en algunos bloques puede llegar hasta los 85° .

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 32).

Es importante destacar que estos cuerpos de agua se localizan 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 deslizados aumentan el índice de 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 32: 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 aumento de la misma posibilita el ingreso al subsuelo de la escorrentía superficial y por lo tanto aumentara en un valor extra la presión poral.

Por ejemplo, si bien cada bloque se desplaza como un todo a lo largo del plano de deslizamiento, durante el movimiento 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 33). En estos casos es sumamente dificultoso separar este tipo de morfología de otras asociadas con movimientos del tipo avalanchas de rocas.



Figura 33: Terrazuelas volcánicas severamente fragmentadas, desarrolladas en bloque deslizados aguas arriba del proyecto de cierre NK

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, tenderá a ser del tipo avalancha de rocas o flujo de variable densidad.

Estas situaciones donde anteriores asentamientos 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 NK.

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.

Factores internos y externos a la generación de deslizamientos rotacionales

Factores Externos

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 a lo largo de los laterales del valle del río Santa Cruz que se extienden desde la que será la cola del embalse NK hasta aguas debajo de la presa JC, 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, excavó 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 glaciares, las secciones del valle en las cuales se extendían las planicies glaciares presentaban una elevada erosión marginal por planación lateral, la que inducía la caída de las pendientes en forma generalizada. Actualmente, el desplazamiento lateral progresivo en algunos tramos del curso fluvial del río Santa Cruz, a partir del desarrollo de un hábito sinuoso con inestabilidad de borde de canal en la pendiente de corte, 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 NK. 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. Se destaca además, el efecto que tuvo el drenaje súbito del paleolago Argentino al dar lugar a una creciente de extrema energía que al desplazarse por el valle produjo vibraciones y, especialmente, cortes de pendientes que promovieron movimientos de remoción en masa generalizados.

b) 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 desde mediana antigüedad a muy recientes, a diferencia de los que están situados exclusivamente sobre las sedimentitas terciarias

coronadas por bancos de gravas glaciales. Especialmente se destacan los que se sitúan sobre la margen derecha del valle, aguas arriba de la presa JC. Estos últimos muestran una antigüedad tan importante que en algunos casos se han labrado sobre ellos pedimentos de flanco, de tal forma que solamente pueden ser identificados por la existencia de la corona superior y su reconocimiento estratigráfico en afloramientos locales. Es probable que en estos casos los movimientos de remoción en masa tuvieran una frecuencia mayor en el pasado geológico correspondiente al Pleistoceno, bajo condiciones climáticas probablemente más húmedas que las actuales.

Factores Internos

Por otra parte, entre los factores internos que contribuyen a incrementar la inestabilidad y posterior caída de las pendientes analizadas para la totalidad del valle del río Santa Cruz 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. Por ejemplo, se menciona especialmente a los bancos piroclásticos de la Formación Santa Cruz que en gran parte se componen de arcillas expansibles.

b) Bajo grado de cohesión por elevado grado 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 sistemas hidrogeológicos que bajo ciertas condiciones dan lugar a presiones porales elevadas que condicionan o incluso pueden llegar a desencadenar 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 localmente 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 glacifluviales que bordean a éste curso fluvial (por ejemplo la Terraza San Fernando, Terraza Pampa Alta, etc.) 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 34).

También puede ocurrir que las sedimentitas subyacentes a las coladas basálticas o gravas presenten localmente una mayor permeabilidad, situación que ocurre en muchas localidades ya que gran parte de estos depósitos clásticos de la Formación Santa Cruz se compone de cuerpos cordoniformes con 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, en general vinculado con los paquetes tobáceos de geometría tabular. Al respecto se destaca que en la Formación Santa Cruz se interestratifican bancos con disímil geometría, permeabilidad y granulometría situación que da lugar a varios niveles de freáticos y acuíferos libres situados a diferentes profundidades de esta unidad.

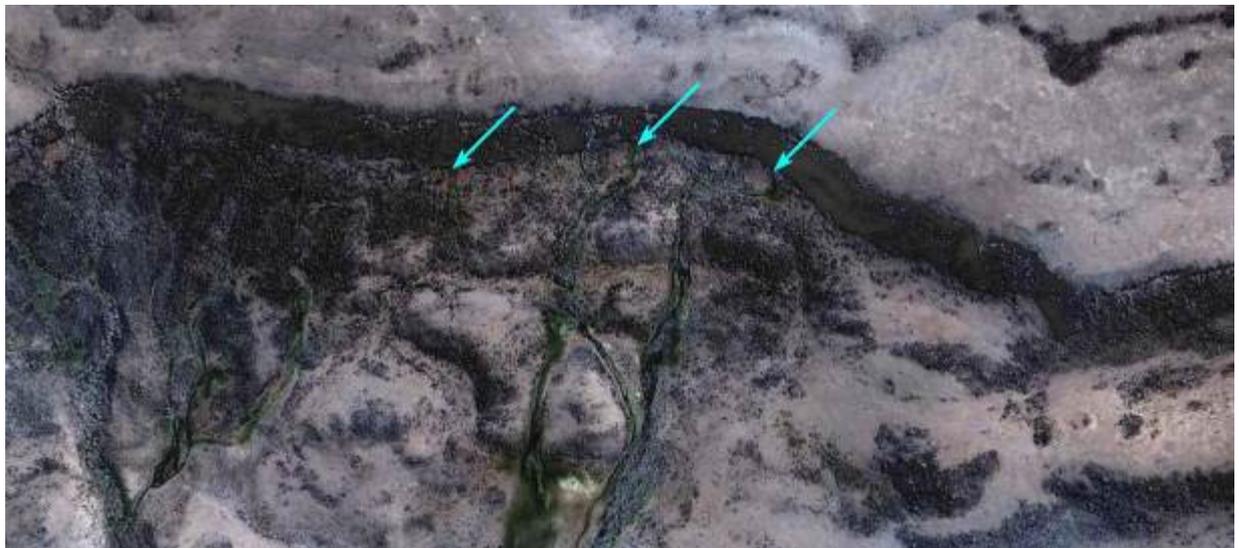


Figura 34: Freático aflorando como manantiales (flechas celestes) en el contacto entre las gravas situadas en la base de los Basalto Cóndor Cliff y el techo de las sedimentitas terciarias. Al pie de los mismos se observan deslizamientos rotacionales. Margen norte del valle, a 6,5 km aguas arriba del proyecto de cierre NK

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 (Figura 34) 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. Sobre este punto se destaca la existencia de sumideros que en forma destacada se observan en los bancos de areniscas de la Formación Santa Cruz, especialmente sobre la margen derecha del valle entre los cierres NK y JC, los que son indicadores de procesos de disolución y, sobre todo, erosión en el interior de estas sedimentitas. En estos bancos, en su contacto basal con niveles tobáceos también se pueden reconocer aberturas de salida del agua con evidencia de transporte de sedimentos lo que permite confirmar que dentro del macizo tienen lugar los procesos de erosión subterránea del tipo *piping* o turbación. En relación con lo referido, 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 la sumatoria de incrementos de la presión poral inducidos por los niveles freáticos que se localizan a diferentes profundidades y la existencia de procesos de turbación en los bancos de areniscas.

Por ejemplo, en la Figura 35 se pueden reconocer la corona o cicatriz de una serie de movimientos gravitacionales (pantalla color pardo rojizo) al pie de la cual se desarrollan geoformas de remoción en masa poco definidas por su antigüedad (pantalla verde claro). En el ámbito de las geoformas referidas afloran tres manantiales que se sitúan a una profundidad de 37 m, 166 m y 211 m (flechas celestes) respectivamente por debajo de la Pampa Alta (pantalla superior verde oscura). 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 35: 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. También configuran potenciales planos de deslizamiento los horizontes estratigráficos y los bancos pertenecientes a las sedimentitas terciarias, especialmente los vinculados con los de origen piroclástico que suelen tener arcillas expansibles, los que junto a las fracturas presentes en las vulcanitas 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.

En la Figura 36 se ilustra en forma simplificada el esquema de una expansión lateral rápida en la cual los sedimentos subyacentes a las coladas basálticas tienen un comportamiento plástico.

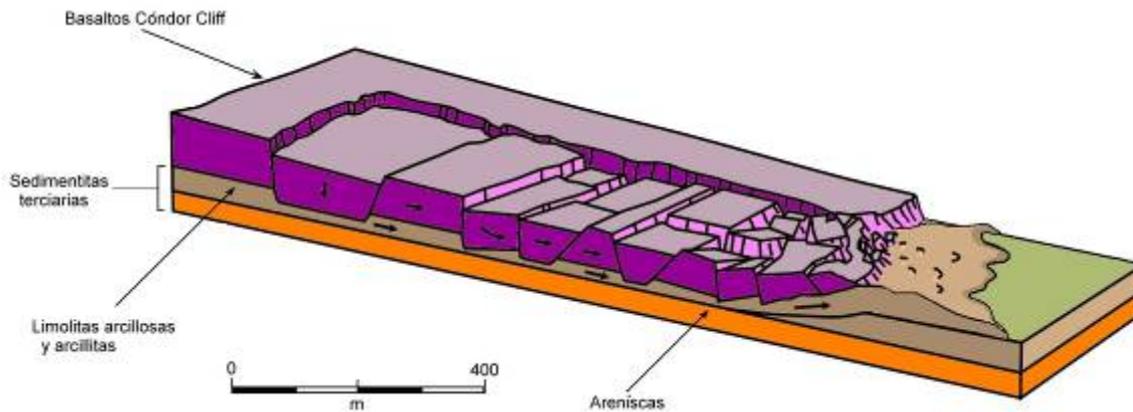


Figura 36: Esquema del primer tipo de Expansión lateral desarrollada en el valle del río Santa Cruz. El diagrama es una modificación del indicado por Varnes (1978) para expansiones laterales rápidas

Este tipo de movimiento ha sido reconocido en varias localidades del valle del río Santa Cruz, especialmente sobre su margen izquierda donde coladas basálticas sobreyacen a las sedimentitas de la Formación Santa Cruz (Figura 37).

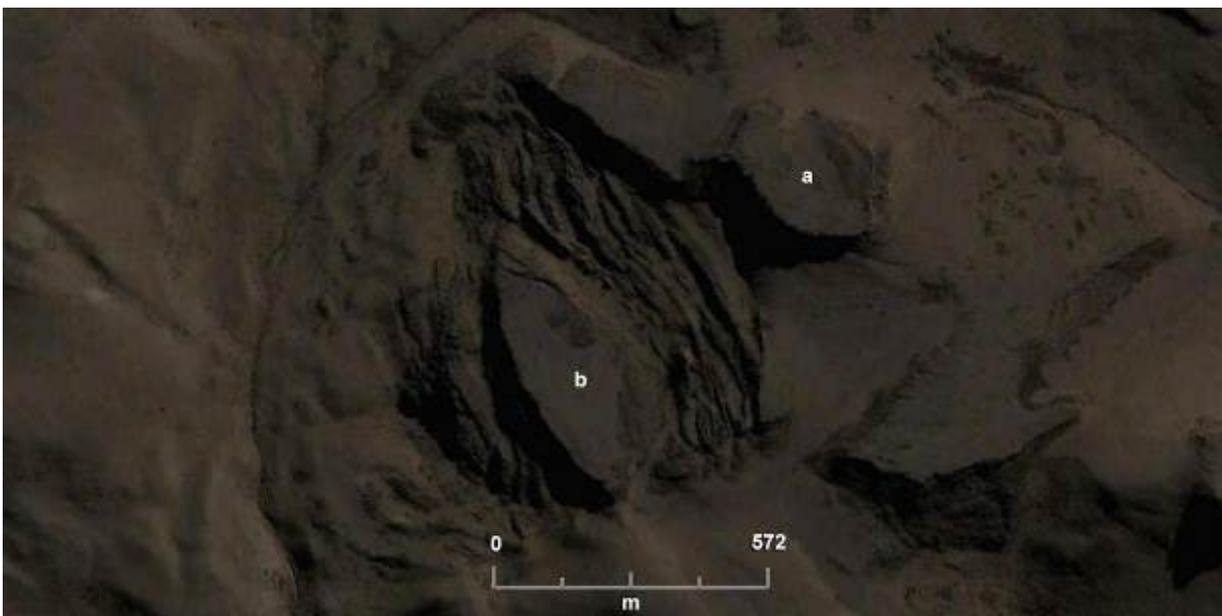


Figura 37: Expansión lateral local en la margen norte del valle del río Santa Cruz situada en un área de 300 km² afectada por movimientos de remoción en masa de diversa tipología. El bloque "b" se desprendió del afloramiento "a" desplazándose lateralmente 350 m y descendiendo verticalmente 100 m.

Por su parte, en el esquema de la Figura 38 se ilustra el tipo de expansiones laterales que tienen mayor presencia en la comarca de la proyectada presa NK. En este caso se trata de movimientos de remoción en masa complejos donde las expansiones laterales se combinan con deslizamientos rotacionales.

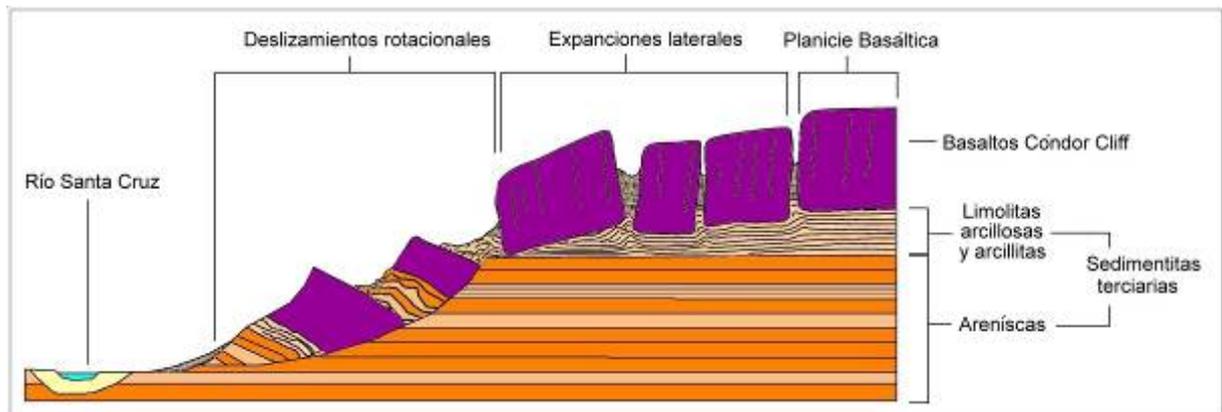


Figura 38: Esquema del segundo tipo de Expansión lateral desarrollada en el valle del río Santa Cruz en combinación con deslizamientos rotacionales

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.

Morfológicamente tiene remarcables diferencias si se lo compara con un deslizamiento rotacional ya que en una expansión lateral el bloque en movimiento no rota sino que 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. Además queda expuesta la espalda del bloque deslizado, situación que no se observa en un deslizamiento rotacional (Figura 39 y 40).



Figura 39: Expansión lateral situada en la margen norte 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 (flecha roja) al tiempo que descendió y se inclinó hacia adelante dejando expuesta su espalda (flecha negra)



Figura 40: Expansión lateral situada en la margen sur del valle del río Santa Cruz. El bloque se desplazó separándose del frente basáltico y se inclinó hacia la pendiente dejando expuesta su espalda

Eventualmente, en algún caso particular y cuando se trata de movimientos de remoción en masa complejos, la terrazuela podría llegar a inclinarse 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 la comarca de la futura zona de obras del proyecto hidroeléctrico. Las mismas serán descritas en el desarrollo de la geología y geomorfología de detalle del cierre NK.

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 y vertical 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 39. 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 de origen piroclástico con comportamiento plástico y expansivo. 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 o están presente en profundidades someras.

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 m por mes) a rápidos (18-20 m por hora) e incluso muy rápidos (3 m por minuto) dependiendo la variación de velocidad de las características granulométricas, tenacidad, plasticidad, inclinación de planos de despegue potenciales y susceptibilidad a la fluidificación que podrían tener 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 cementación 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 planos de deslizamiento (fracturas y horizontes estratigráficos)

Avalancha de Rocas

Es un movimiento de masas del tipo flujo no canalizado compuesto de rocas e incluso detritos, saturados o parcialmente saturados (Figura 41). 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 NK.

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 glacifluviales. En cambio, las avalanchas de rocas con mínimo encauzamiento, desarrollo lateral mayor y espesores importantes, exhiben una dominante participación de bloques de basaltos.

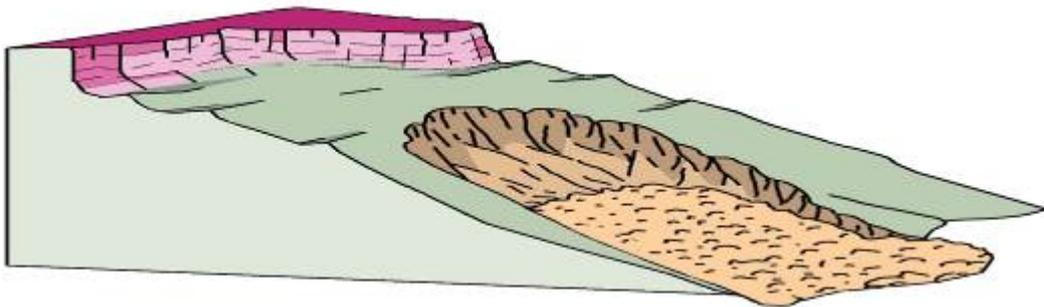


Figura 41: Avalancha de rocas

Con respecto a las velocidades que pueden alcanzar estos tipos de flujo, Varnes (1978), indica valores que van desde rápidos (18-20 m por hora) a extremadamente rápidos (3 m 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 los potenciales planos de despegue y de la pendiente sobre las que se desplazaron, pueden considerarse como más probables velocidades intermedias a las referidas.

Para algunas formas complejas 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 NK. Constituye un mega desplazamiento de masas de elevada complejidad ya que en su generación participaron varios tipos de movimientos (Figura 42).

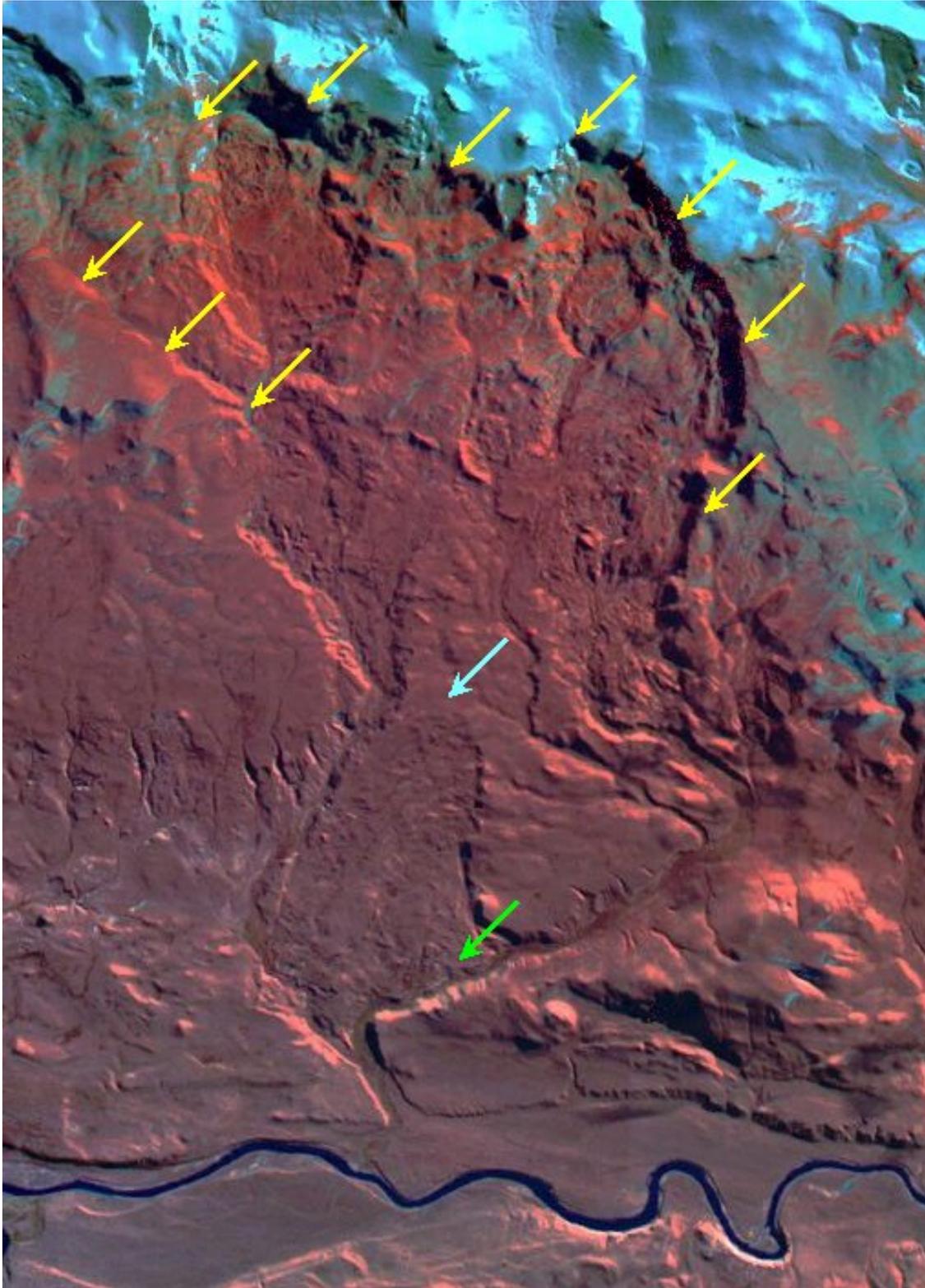


Figura 42: Mega movimiento de remoción en masa complejo que culminó como un flujo denso parcialmente encauzado. Las flechas amarillas señalan la extensa cicatriz superior, a celeste el sector de encauzamiento y la verde la zona de expansión distal.

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 43).



Figura 43: Borde oriental de la sección espatulada del flujo denso parcialmente encauzado en la quebrada El Mosquito

Internamente se compone de arenas y limos pertenecientes a las sedimentitas terciarias, gravas y bloques polimícticos redondeados a subredondeados provenientes de las gravas glacifluviales, 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 44).

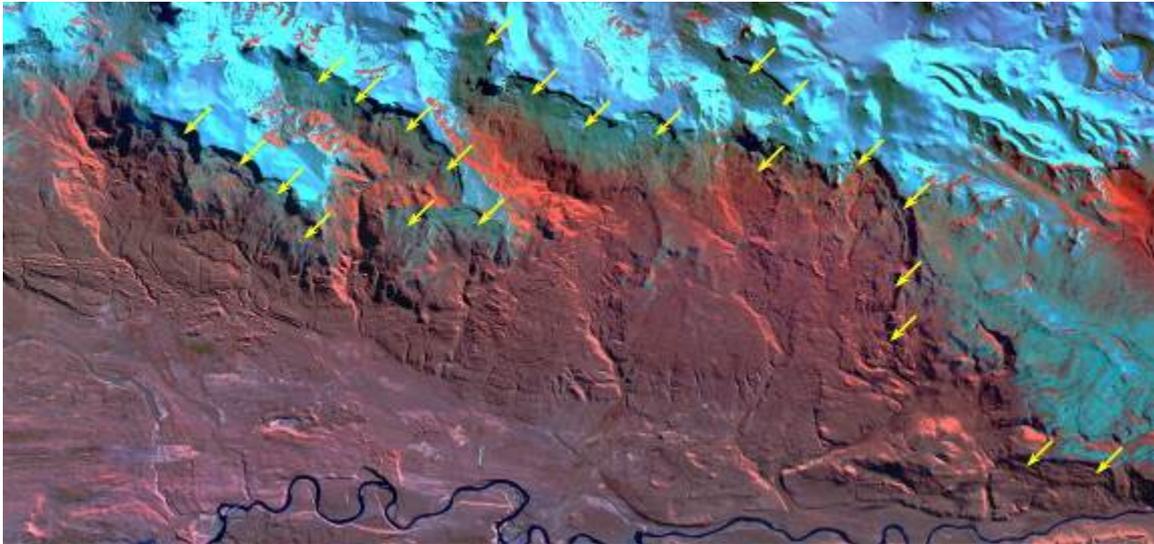


Figura 44: Sección del lateral norte del río Santa Cruz severamente afectada por movimientos de remoción en masa. Las flechas amarillas señalan sus áreas de arranque

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 45).

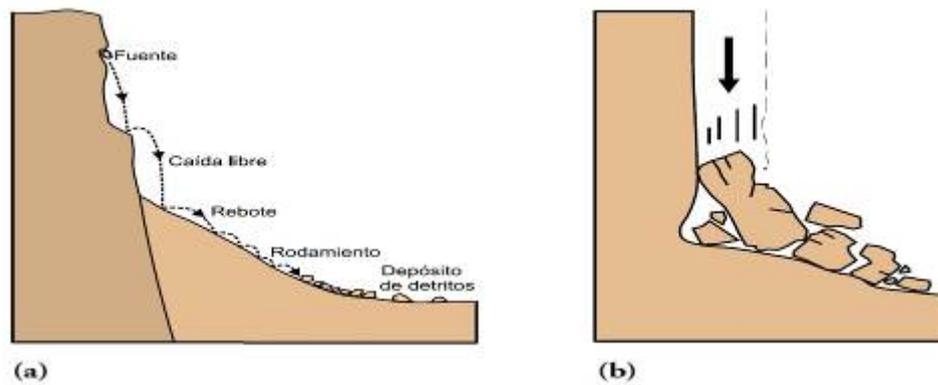


Figura 45: En (a) se representa una caída de rocas y su posterior movimiento sobre el piso. En (b) se ilustra un colapso (Varnes, 1978)

Este tipo de movimiento tiene una presencia importante en la mayoría de las escarpas volcánicas de los Basaltos Cóndor Cliff que se localizan en la margen norte y sur del valle de río Santa Cruz. En estos afloramientos el desprendimiento de los bloques de dimensiones métricas se ve favorecido por el sistema 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 46).



Figura 46: En el primer plano se desarrolla una acumulación de bloques de dimensiones métricas provenientes de la escarpa volcánica labrada sobre las vulcanitas pertenecientes a 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.

Peligro Sísmico

De acuerdo con la información provista por el INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica), la comarca investigada del valle del río Santa Cruz, de 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 sismológica 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.

Los factores más destacados que potencian el proceso de fluidización son: la Magnitud del sismo, su duración, 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. Si bien en las pendientes inestables relevadas no están presentes estos típicos ambientes fluviales, se destaca que en ellas se presentan acumulaciones desagregadas, en parte de similares granulometrías a las referidas, vinculadas con acumulaciones glacifluviales y/o generadas por movimientos de remoción en masa previos y en donde están presentes niveles freáticos que cumplen con las condiciones referidas en cuanto a la profundidad señalada.

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 47).

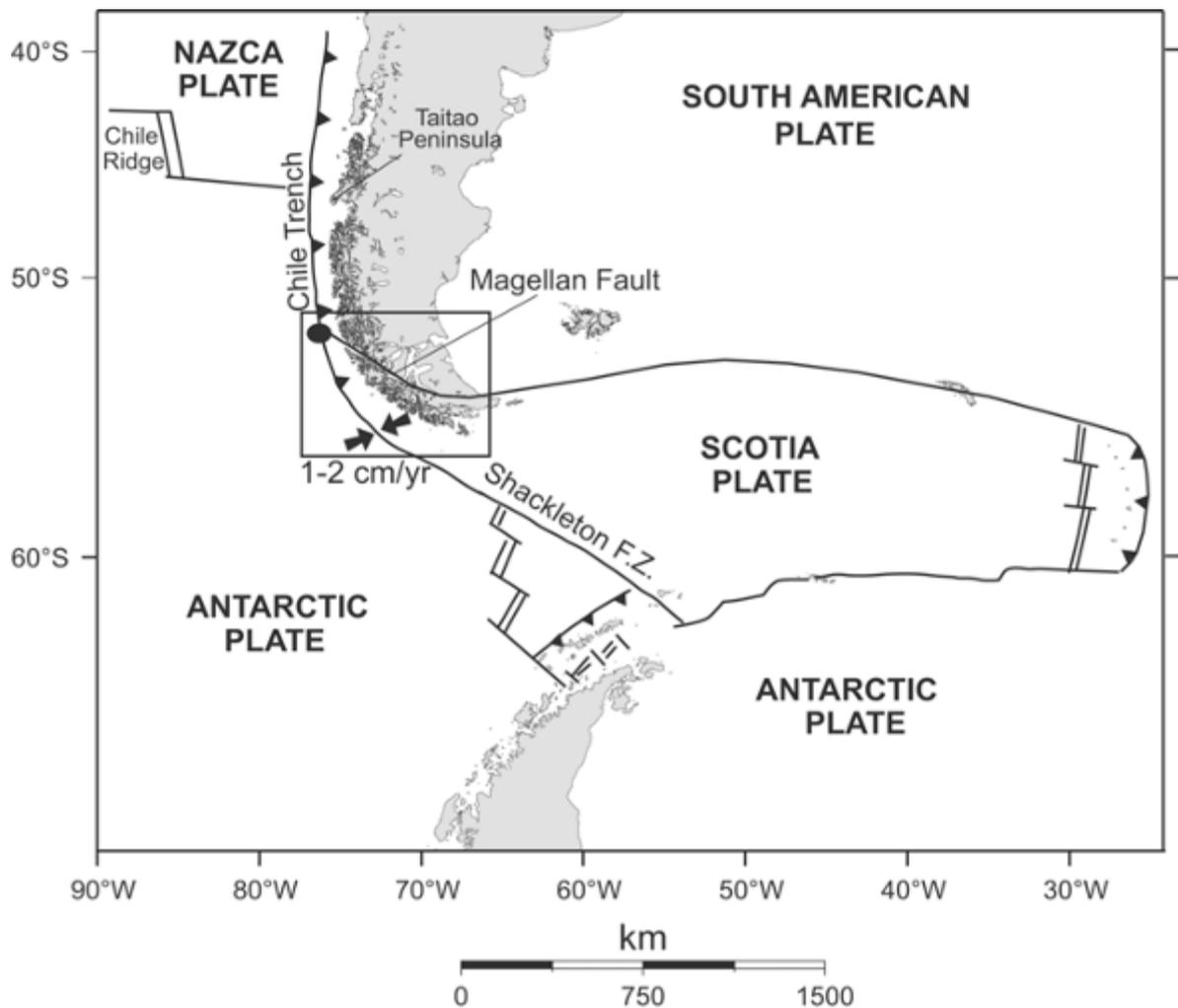


Figura 47: Arreglo geotectónico del segmento austral de Sudamérica

En este sentido, la Isla Grande de Tierra del Fuego ofrece uno de los pocos escenarios en el mundo donde se puede observar 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, lo que da lugar a sismos de interplaca. Los terremotos que allí se originan son producto de una rápida liberación de energía en el marco de la deformación sísmica que responde a un comportamiento de deslizamiento friccional inestable (*Stick-slip behaviour*) de fallas sismogénicas (fallas con desplazamiento atascado).

En relación al marco geotectónico regional, 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 (Tabla 3). El primer terremoto documentado en estas latitudes, data del 2 de febrero de 1879 (NEIC, 2002).

Fecha	Hora (GMT)	Lat.	Lon.	Intensidad (Richter)	Magnitud
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

Tabla 3: 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 3, 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 48).

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 Oceanografia 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.

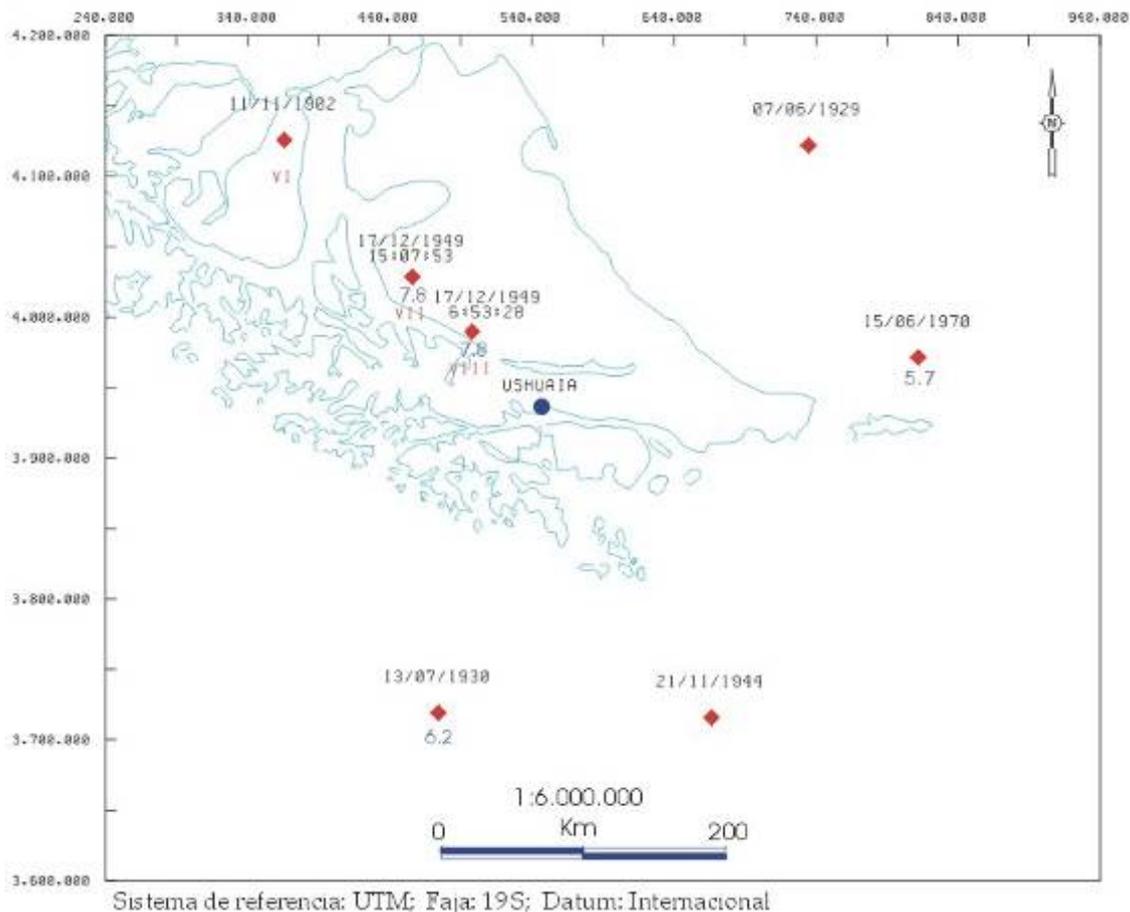


Figura 48: Epicentros de terremotos históricos que fueron percibidos en la ciudad de Ushuaia

Los registros de ambas estaciones utilizados en este informe fueron obtenidos de las publicaciones de Febrer *et al.* (2001) y Plasencia *et al.* (2002), Tabla 4 y Tabla 5. 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 49 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: Registros sísmicos de la estación USHU (Febrer *et al.*, 2001)

Fecha	Duración Seg	Distancia km	Y	X	MAGNITU D (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 5: 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

FECHA	DISTANCIA km	Y	X	MAGNITUD (Me)
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
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 49, 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.

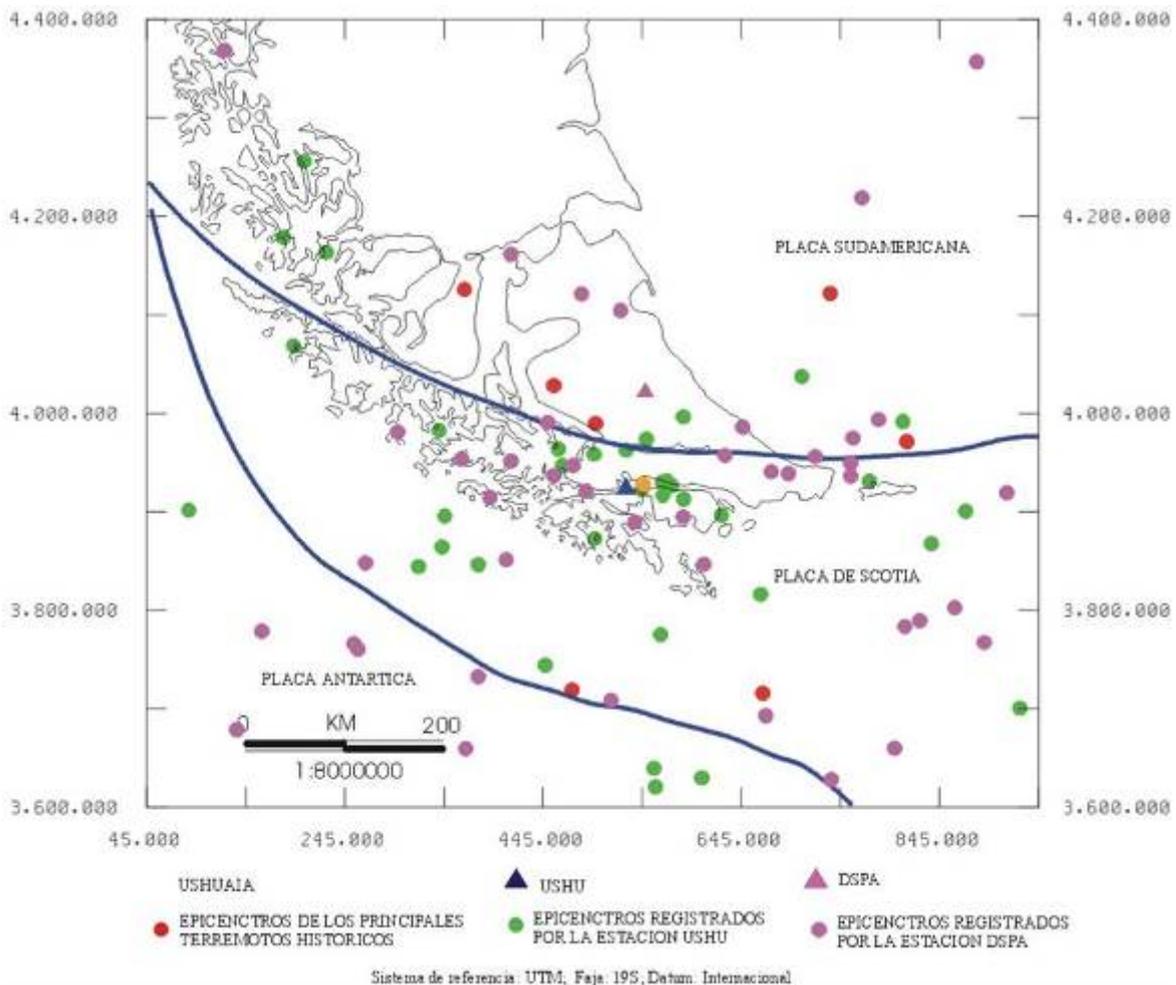


Figura 49: Epicentros registrados por los sismógrafos de las estaciones USHU y DSPA. Los círculos rojos se corresponden con los epicentros más importantes, los que eventualmente podrían incidir en la región adyacente a las presas NK y JC. Los círculos de color verde y violeta se corresponden con epicentros 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 las Islas Sándwich, 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 descripta 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 50) con la posibilidad de generación de movimientos de remoción en masa.

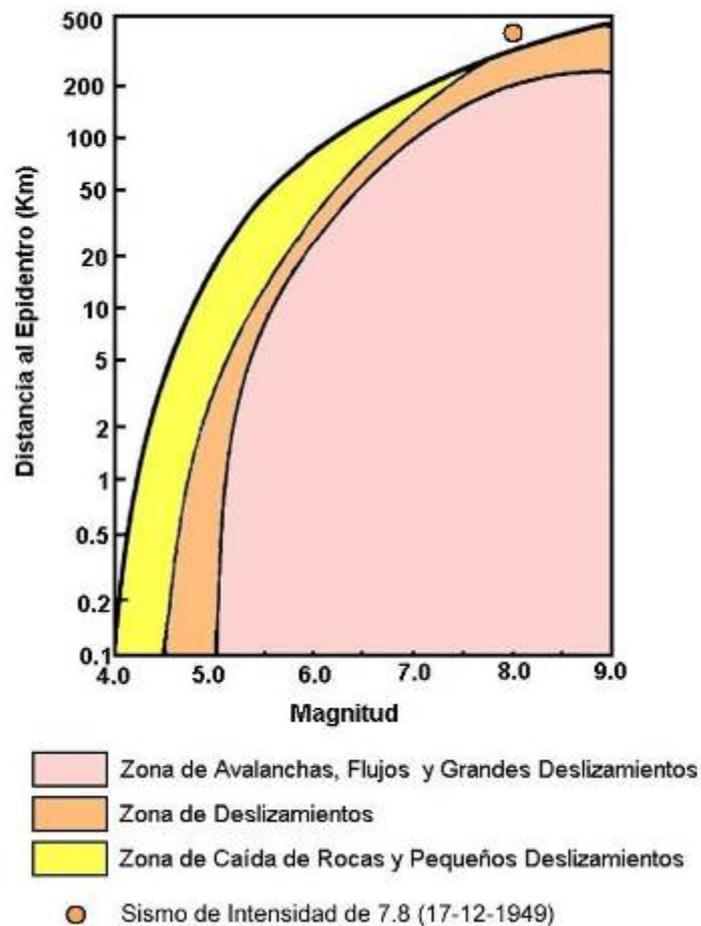


Figura 50: Gráfico de Susceptibilidad a la posibilidad de ocurrencia de movimientos de remoción en masa de diferente tipología y magnitud inducidos por terremotos (Modificado de Hays, 1990). El epicentro representado corresponde al terremoto más destructivo y de mayor intensidad del 12 de diciembre de 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.

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 topográficas 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 las que además de caer sobre los lagos artificiales lo harían sobre la cuenca de tal forma que serían posteriormente erosionadas fluvialmente y depositadas en estos cuerpos de agua incrementando así su entarquinamiento. 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 hasta la comarca investigada. 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 51), 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 NK y 315 km de la cola del embalse JC, en la dirección sudoeste. Este volcán tuvo una erupción explosiva en el año 1910.



Figura 51: Volcán Burney según una visual desde el sur

Por su parte, el Volcán Reclus (Figura 52), 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 NK y a 210 km de la cola del embalse JC, 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 52: 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 NK y a 200 km al oeste de la futura cola del embalse JC. 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 53), situado en el campo de Hielo Patagónico Sur, a 170 km de la cola del futuro vaso de la presa NK y a 230 km de la futura cola del embalse JC. Las evidencias de tres anteriores erupciones que tuvo este volcán y que se depositaron en el glaciar Viedma por encima de la línea de equilibrio, fueron posteriormente transportadas por el flujo glaciario y quedan expuestas actualmente en su zona de ablación donde se manifiestan como tres fajas negras (Figura 54).

Teniendo en cuenta que la dirección de los vientos prevalecientes 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 clásticas en la dirección de las presas proyectadas.



Figura 53: Volcán Lautaro

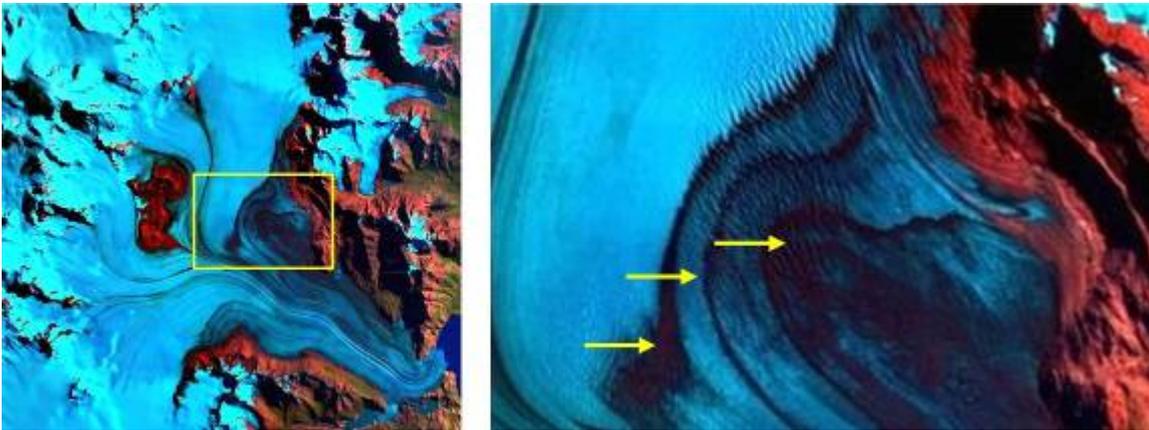


Figura 54: Glaciar Viedma (imagen de la izquierda). Sobre su zona de ablación se observan las evidencias de tres episodios de caída de cenizas (imagen derecha)

Para el caso del Volcán Reclus, debería producirse, simultáneamente con la erupción volcánica explosiva, un cambio en la dirección del viento prevaleciente 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 clástica 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.

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

El presente ítem contiene la descripción e interpretación de la geología del sector y áreas aledañas a los cierres de las presas NK y Gobernador JC sobre el río Santa Cruz, representadas en la siguiente cartografía temática anexada:

Mapa Geológico de la Presa Presidente Néstor Kirchner
Mapa Geomorfológico de la Presa Presidente Néstor Kirchner
Mapa Geológico de la Presa Jorge Cepernic
Mapa Geomorfológico de la Presa Jorge Cepernic.

Sus características más sobresalientes de describen a continuación

4.2.2.5.1 Geología de la Comarca del Cierre Presidente Néstor Kirchner

4.2.2.5.1.1 Estratigrafía

Introducción

El área relevada (Figura 55 y en Anexo Mapas: Mapa Geológico de la Presa NK) se encuentra en la región de la Patagonia Extrandina, en la sección austral de la Provincia de Santa Cruz. La misma se extiende como una superficie de 10 km de lado sobre ambos laterales y el piso del valle del río Santa en su sección media superior, a 86 km al este del nacimiento de este curso fluvial en el lago Argentino.

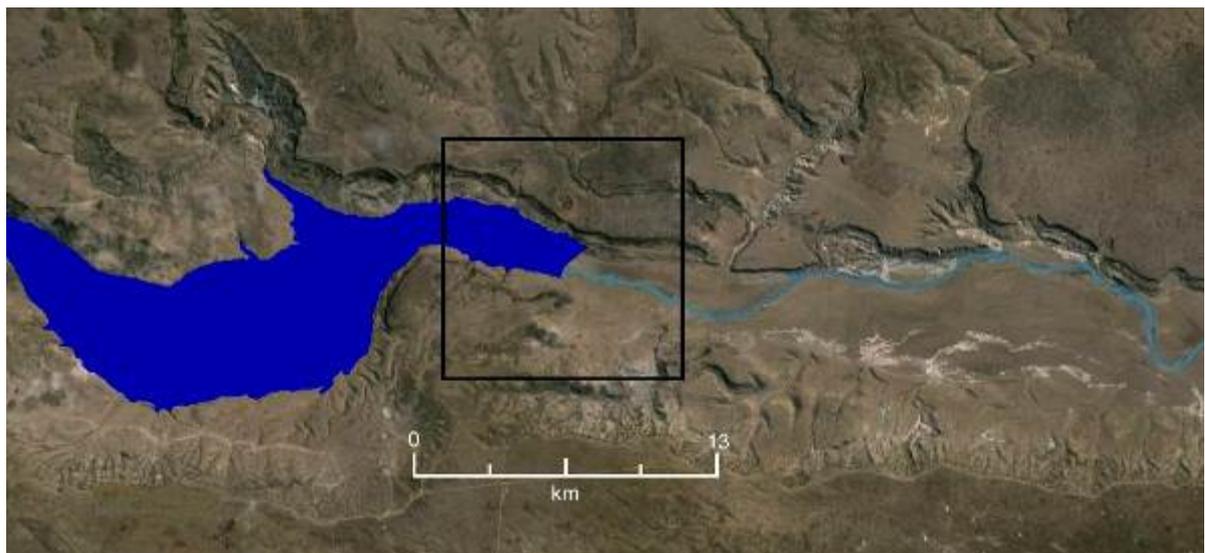


Figura 55: Comarca relevada en detalle, delimitada en traza negra, dentro de la cual se localiza el futuro cierre de la presa NK. Se indica la posición del represamiento y futuro embalse

En el área relevada afloran sedimentitas de edad terciaria de la Formación Santa Cruz, Depósitos glacifluviales aterrazados de las mesetas elevadas de La Australasia y San Fernando, previos al vulcanismo basáltico plioceno de Cóndor Cliff, acumulaciones glaciarias y glacifluviales pleistocenas correspondientes a las Morenas Estancia La Fructuosa (ELF) y Morenas Cerro Fortaleza (CF) y sedimentos de edad holocena de diversa granulometría vinculados con ambientes de sedimentación fluvial, lacustre locales y eólica, destacándose la magnitud que alcanzan las acumulaciones derivadas de procesos de remoción en masa. Se aclara que si bien la Formación Estancia 25 de Mayo no aflora en la comarca investigada, la misma ha sido incluida en este estudio debido a que está presente en el subsuelo y ha sido detectada en los testigos de las perforaciones realizadas durante las investigaciones geotécnicas. En la Tabla -6 se muestra la estratigrafía del sector investigado y representado en los mapas geológicos y geomorfológicos de la Presa NK.

CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósitos eólicos Depósitos lacustres Depósitos de remoción en masa Depósitos de cono aluvial Depósitos de llanura aluvial Depósitos de terraza aluvial
	PLEISTOCENO	Depósitos glacifluviales de las Terrazas El Tranquilo I y El Tranquilo II
		Depósitos glacifluviales de la Terraza Arroyo Verde I y II y de flujo catastrófico indiferenciados
		Morenas Cerro Fortaleza y sus depósitos glacifluviales
TERCIARIO (Fundamentalmente Neógeno)	PLIOCENO MIOCENO SUPERIOR	Basaltos Cóndor Cliff
		Depósitos glacifluviales de la Terraza San Fernando
		Depósitos de la Terraza La Australasia
	MIOCENO	Formación Santa Cruz
	MIOCENO EOCENO	Formación Estancia 25 de Mayo

Tabla 6: Cuadro estratigráfico de las unidades geológicas presentes en el sector relevado de la presa proyectada NK y sus áreas aledañas. En verde se resalta la Formación Estancia 25 de Mayo, que no aflora y solo fue reconocida en sondeos por debajo de la Formación Santa Cruz

“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 comarcas 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 0 Estratigrafía: “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 NK. Las mismas constituyen hasta el presente, la única prueba de la presencia en el subsuelo de esta unidad clástica.

Cuitiño (2011) a partir del análisis de 40 m 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 (Figura 56).

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.

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.

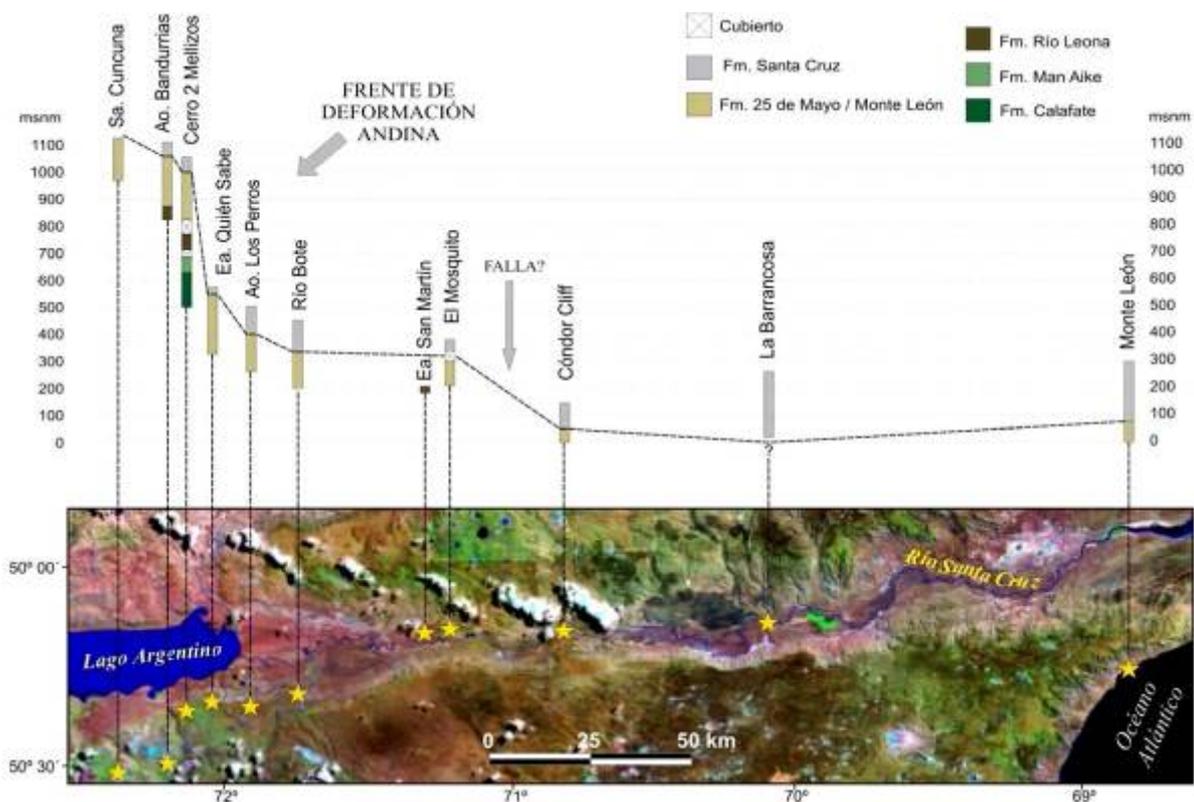


Figura 56: Correlación regional del "Patagoniano" a lo largo del valle del río Santa Cruz. (Fuente: Cuitiño, 2011)

Formación Santa Cruz. Mioceno

Los antecedentes de esta unidad formacional y su distribución general fueron desarrollados precedentemente en el ítem Estratigrafía. 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 NK. 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, en la margen izquierda del arroyo de las Cuevas, a 10 km al este de la traza del futuro cierre, en las coordenadas de los 50°10'41.18"S - 70°39'26.22"O (Figura 57). 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, pelitas arenosas, pelitas limosas, limolitas y limolitas arcillosas 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. Sus componentes clásticos fueron depositados en un medio fluvial caracterizado por sistemas de ríos de hábito meandriforme que hacia la sección superior de la formación fueron afectados por precipitaciones piroclásticas vinculadas con el vulcanismo que tuvo lugar acompañando la emergencia de la cordillera patagónica.

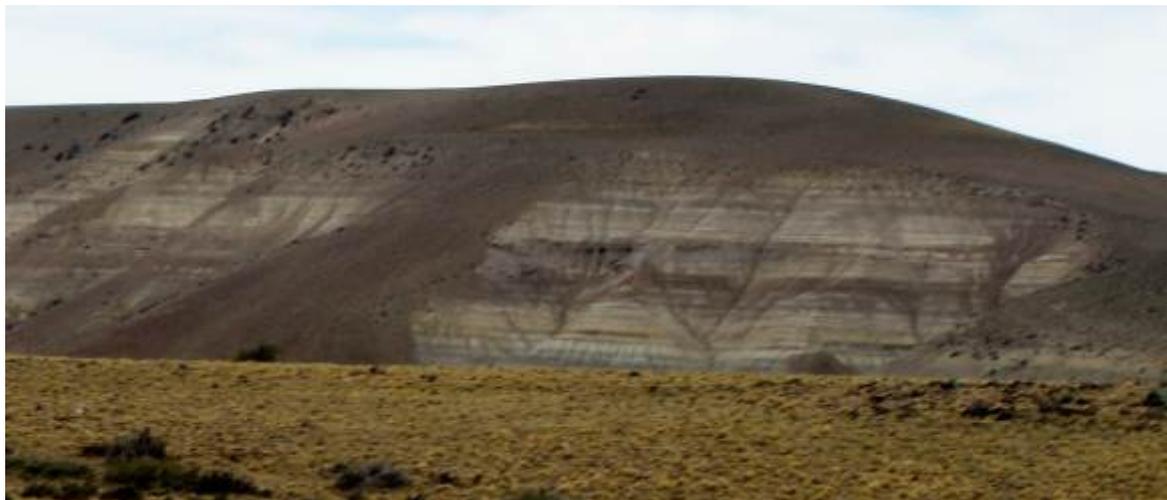


Figura 57: Afloramientos de la Formación Santa Cruz parcialmente cubiertos por depósitos de pedimento de flanco, situados al este del área del futuro cierre

En el resto de las superficies de pendientes, como ocurre en la zona de estudios de detalle, en las cuales no están presentes acumulaciones glaciarias o de remoción en masa, la Formación Santa Cruz está en general cubierta por acumulaciones coluviales de poco espesor. En la Figura 58 (ver además Anexo Mapa Geológico de la Presa Presidente Néstor Kirchner) se puede ver su distribución general, mientras que la Figura 59 ilustra el aspecto que presentan en el ámbito austral de la zona de estudios de detalle.

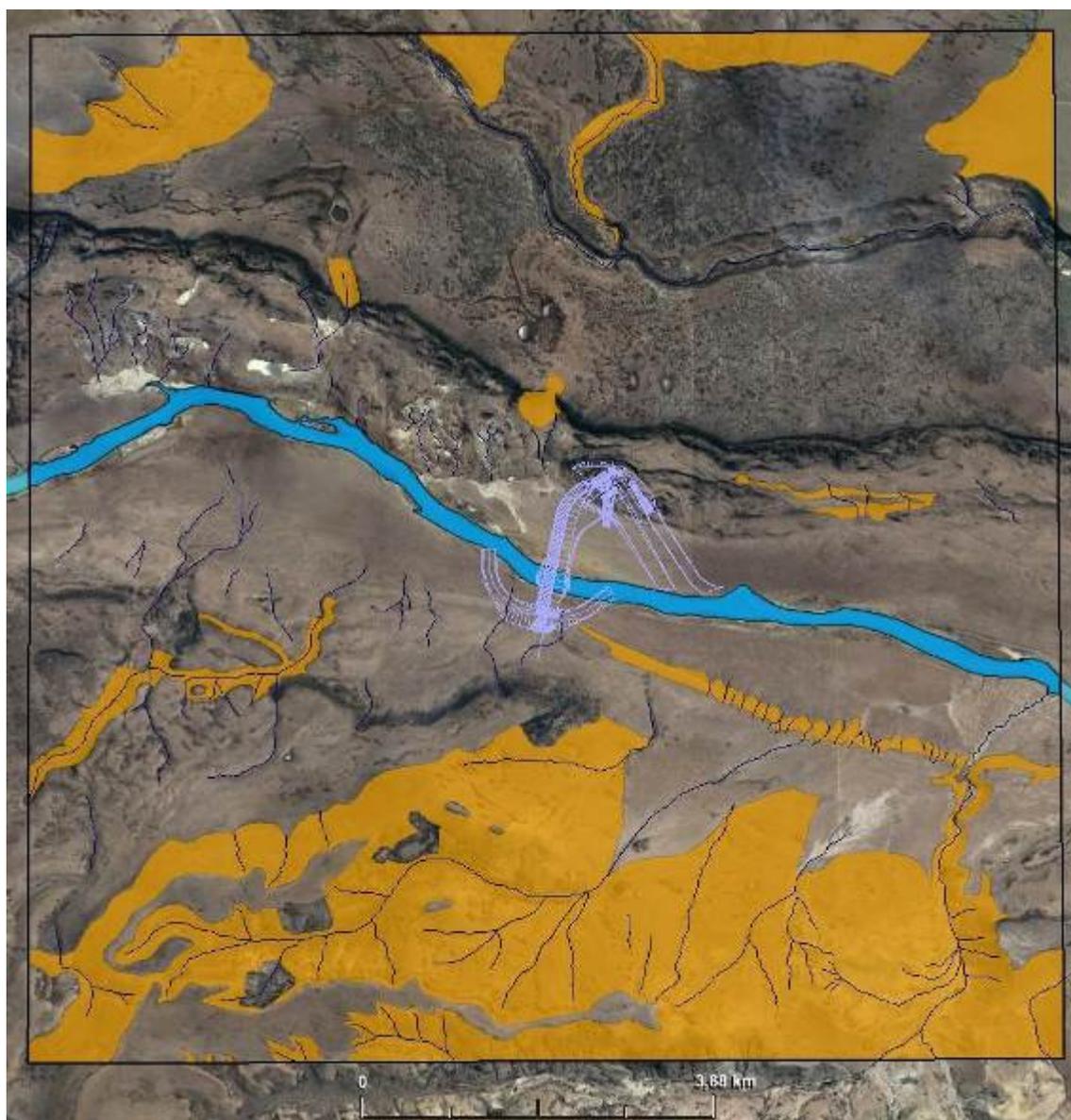


Figura 58: Formación Santa Cruz cubierta de acumulaciones coluviales someras, se señala además la localización del cierre.



Figura 19: 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

Gravas y arenas 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 de las terrazas superiores y comprenden cuatro niveles (I Cerro Cuadrado, II Pampa Alta, III La Australasia y IV San Fernando). 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. De estas acumulaciones más elevadas, solamente las correspondientes a los niveles III La Australasia y IV San Fernando aparecen en el área relevada flanqueando las secciones del valle superior del río Santa Cruz. (Figura 60 y 61).

Depósitos de la Terraza La Australasia (Nivel III). Plioceno-Mioceno superior

Los niveles de gravas y arenas glaciafluviales de La Australasia (definido como Proglacial La Australasia en Strelin 1995), rellenan un relieve labrado en depósitos glaciafluviales anteriores y en la Formación Santa Cruz. Sobre la margen norte del valle del río homónimo conforman una serie de al menos seis escalones, que descienden desde la cota 600 m hasta la de 475

metros. Se destaca el último y más extenso de la serie ya que representa a los depósitos glaciafluviales de la Terraza La Australasia (Figura 60).

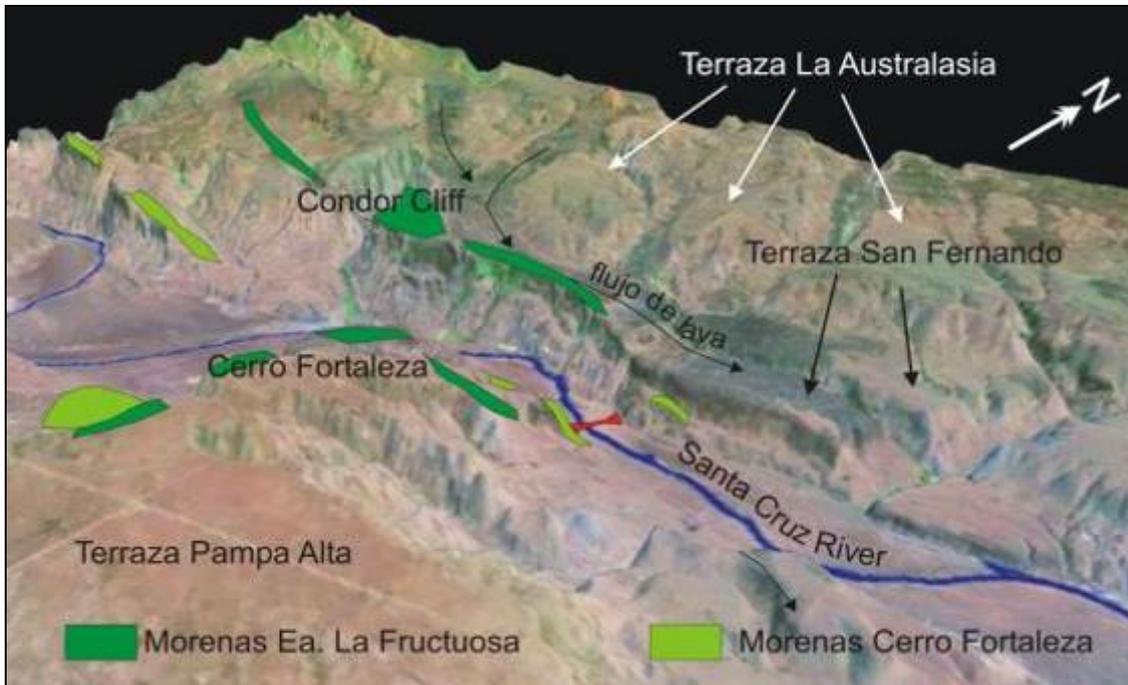


Figura 60: Localización de las unidades glaciales pre y post-basaltos de edad pliocena más destacadas descritas en el texto. La traza roja señala la localización de la presa NK

Dicho aterrazamiento inclina claramente hacia el Sur, es decir hacia el eje del valle del río Santa Cruz. Teniendo en cuenta esto último, es probable que esta superficie este representando, probablemente, un pedimento de flanco. Si bien las terrazas más elevadas denotan ser claramente erosivas, este último nivel tiene a una capa de rodados relativamente potente. Las características de los bloques y gravas son similares al de los que conforman los depósitos glaciafluviales Pampa Alta del cual derivan en parte. Los bloques más grandes alcanzan los 0,40 m de diámetro.

En el ámbito de la comarca relevada las acumulaciones correspondientes al Nivel III (Terraza La Australasia) 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 (Figura 61).

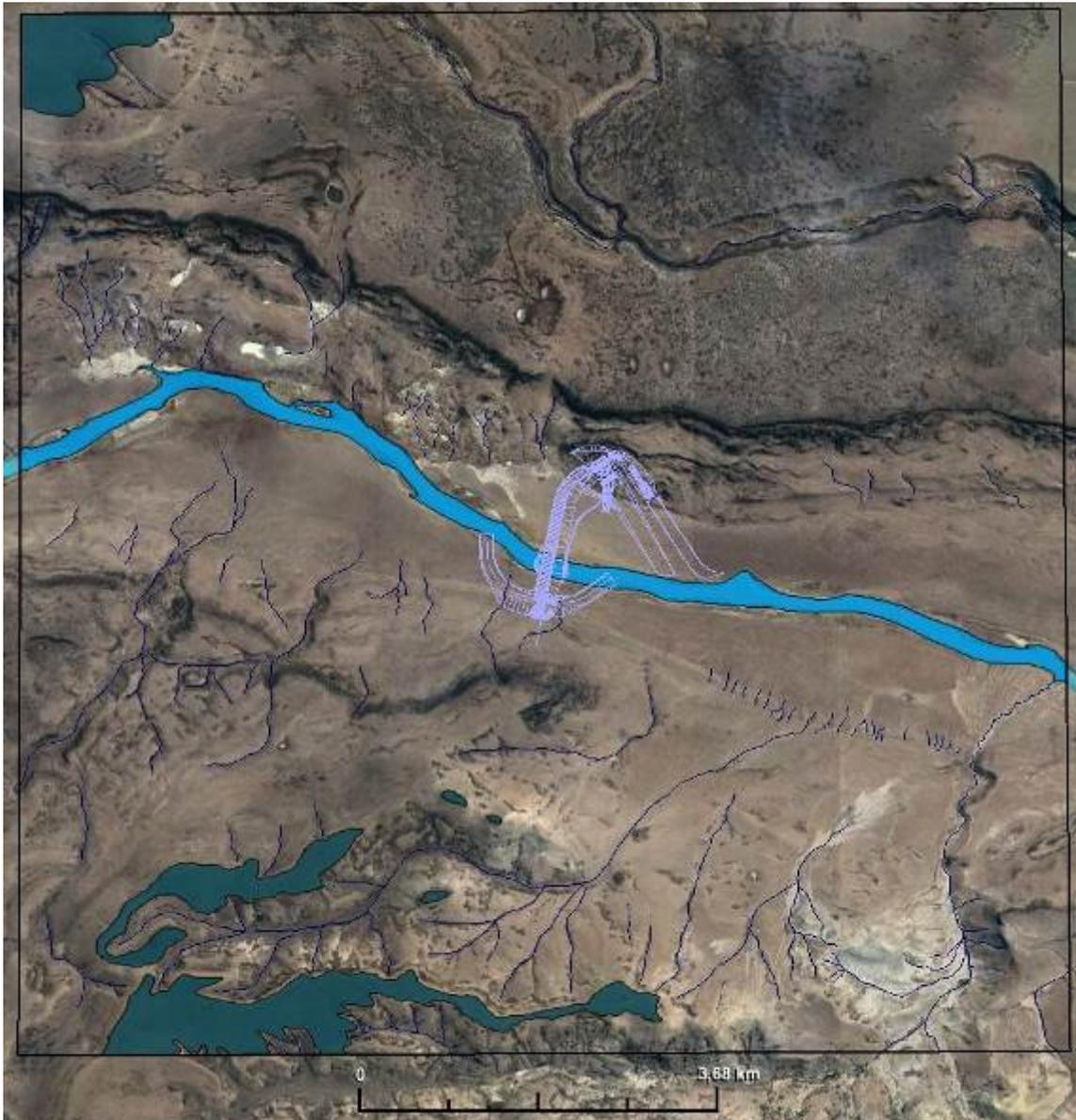


Figura 61: Gravas y arenas del nivel III (Terraza La Australasia)

Depósitos glaci-fluviales de la Terraza San Fernando (Nivel IV). Plioceno-Mioceno superior

Se los reconoce muy marginalmente en el extremo oriental de la zona investigada donde constituyen una acumulación de hasta 20 m de espesor de rodados y bloques polimícticos, en algunos casos facetados, de hasta 0.30 m de diámetro en el cual se interstratifican bancos arenosos laminados, niveles tobáceos y niveles diamictíticos que incorporan bloques, en ocasiones facetados, de hasta 0.40 m de diámetro. Esta acumulación se sitúa entre los 300 a 450 m y en conformidad altimétrica con el cerro Fortaleza, riscos de Las Lascas, San Fernando y La Rampa, sobre un aterrazamiento labrado en la Formación Santa Cruz y

sedimentos glacifluviales y/o fluviales más antiguos (Figura 62 y Figura 60). Al presente no se han reconocido acumulaciones morénicas vinculables.



Figura 62: Gravas y arenas del nivel IV (Terraza San Fernando).

Estos depósitos glacifluviales se hallan parcialmente cubiertos por coladas basálticas (Figura 63) que además de desplazarse sobre estas acumulaciones rellenan un relieve sumamente irregular labrado en ellas. Durante el excavado de este relieve, el ancestral río Santa Cruz se entalló hasta alcanzar la cota de 200 m, a 70 m por encima de su actual nivel.

Los niveles de terrazas San Fernando fueron asignados por Feruglio (1950) al Nivel III (Cerro Fortaleza - La Barrancosa - Santa Cruz).



Figura 63: Coladas basáltica cubriendo los depósitos glacifluviales de la Terraza San Fernando

Basalto Cóndor Cliff. Plioceno

Como ya fue precedentemente indicado (ítem Basaltos Cóndor Cliff. Plioceno) en la comarca relevada tienen una amplia distribución sobre la margen norte del valle (Figura 64) y una presencia subordinada sobre la margen sur (Figura 65).



Figura 64: 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 en el contacto basal con las gravas glaciales brechas de palagonita y con *pillow lava* o lavas almohadilladas. En los niveles superiores las coladas individuales presentan algunos cuerpos con mayor porcentaje de estructura alveolar superpuestos con otros masivos donde la roca tiene una textura afanítica. En todos los casos los basaltos están notablemente fracturados por un sistema de diaclasas integrado de dos juegos principales, uno vertical relacionado con disyunción columnar y otro horizontal, en su mayor parte vinculado con los horizontes de contacto entre coladas (Figura 66).



Figura 25: 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 66: 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 (IECI, 1977; IECI, 1978a y IECI, 1978b) 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. Esta particularidad (grado de fracturación) también se refleja en la recuperación de testigos que varía 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 varía 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, donde las vulcanitas alcanzan la mayor distribución areal (Figura 67).



Figura 67: Distribución areal de los afloramientos del Basalto Condor Cliff en la comarca estudiada

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

Como ya se indicó en el desarrollo del ítem Estratigrafía. Morenas Estancia La Frutuosa y sus depósitos glaciafluviales (Pleistoceno), en esta región tuvieron lugar seis glaciaciones. De todas ellas solamente dos dejaron 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 (Glaciación Pampa Alta), se encauzó claramente en el ancestral valle del río Santa Cruz, es la que se denomina Glaciación La Frutuosa (Figura 68).

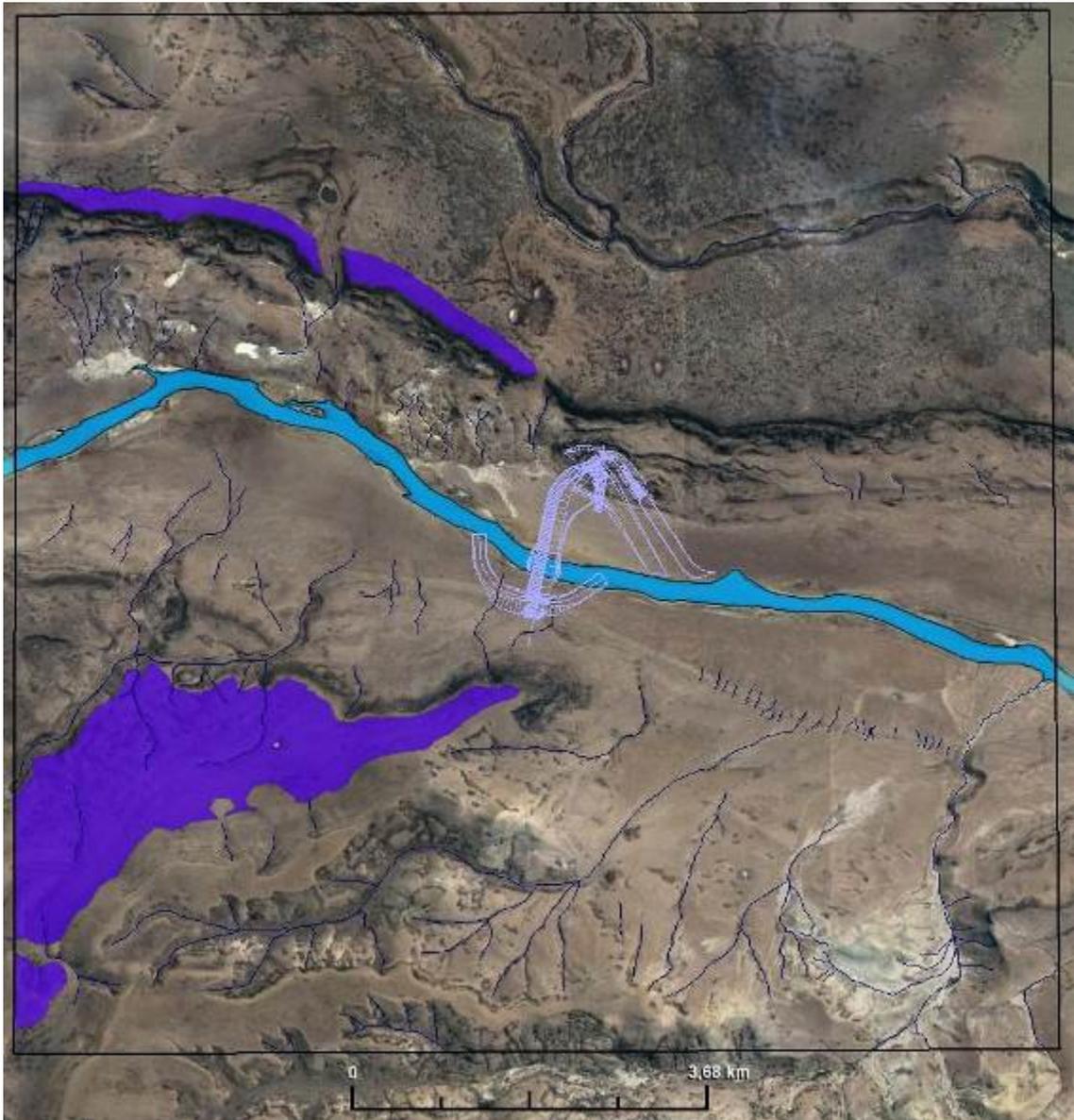


Figura 68: Morenas Estancia La Frutuosa (ELF)

Al retirarse dejó una serie de acumulaciones morénicas que se localizan en su mayor parte sobre las planicies volcánicas que se habían estructurado previamente. En la comarca relevada se las puede reconocer sobre los laterales norte y sur del valle del río Santa Cruz, cubriendo en parte las planicies volcánicas de los Basaltos Cóndor Cliff que lo bordean.

Para la localidad del cierre de la presa NK se observa el inicio de un arco frontal, el que fue erosionado en su mayor parte por los procesos glacifluviales de las glaciaciones posteriores. En este sitio sus depósitos alcanzan la cota de los 330 m.

Por otra parte, las acumulaciones morénicas situadas al sur del río Santa Cruz, se manifiestan como una serie de lomadas y crestas dispuestas en forma aproximadamente paralela al desarrollo del valle principal.

Sobre esta margen del valle cubren a los basaltos del cerro Fortaleza según tres sistemas claramente definidos que son indicadores de tres reavances glaciarios, cada uno de ellos de menor importancia al precedente (Figura 69).



Figura 69: Depósitos morénicos de Estancia La Fructuosa localizados inmediatamente al sur del área de la presa NK. Se presentan como una serie de lomas elongadas.

Por su parte, sobre la margen norte del valle tienen un desarrollo mucho más limitado ya que solamente están presentes marginando localmente el tope de los Basaltos Cóndor Cliff donde constituyen una faja de mínimo relieve. Su reconocimiento local permite comprobar que en gran parte fueron aplanadas por procesos de crioplanación y geliflujión (Figura 70).

En general configura depósitos de till alojado, compuesto de bloque y gravas polimícticas cuya área de proveniencia se localiza en la zona andina. Es esta acumulación se observa además una elevada participación de bloques de basaltos de procedencia local inmersos en un depósito de limos y arenas finas subordinadas.



Figura 70: Superficie de las Morenas Estancia La Fructuosa situadas en la margen izquierda del valle del río Santa Cruz, sobre el techo de los Basaltos Cóndor Cliff.

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

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 ésta glaciación había tenido lugar el progreso correspondiente a la tercera glaciación Patagónica denominada Chuñi Aike, en la comarca relevada no se han podido individualizar sus depósitos debido a que es probable que los mismos hayan sido 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. También es muy probable que la indicada tercera glaciación no haya llegado hasta la localidad del cierre proyectado NK.

Las acumulaciones que componen el cuerpo de las 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 71)

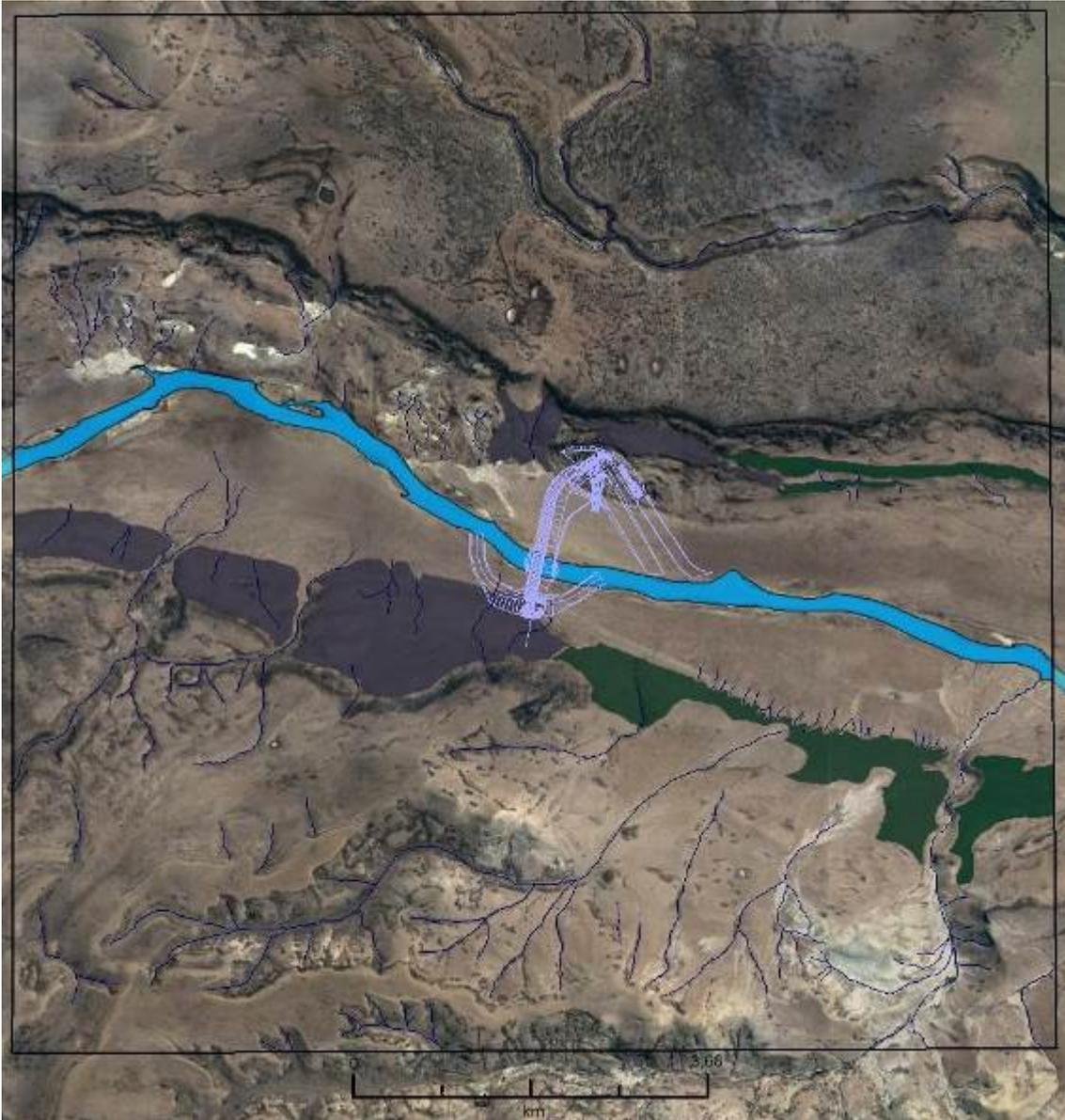


Figura 71: Distribución anómala a ambos lados del valle de las acumulaciones correspondientes a las Morenas Cerro Fortaleza (pantalla gris) y sus depósitos glaciafluviales (pantalla verde)

La referida asimetría también se refleja en las características sedimentológicas 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 de relativa compactación (Figura 72), con abundancia de granulometrías finas, muy baja participación de till de ablación y bolsillos glaciafluviales y glacialacustres, mientras que en la margen izquierda se compone de un till complejo en el cual se observan bancos de gravas y arenas glaciafluviales con estratificación deformada por procesos glaciaectónicos e incluso, niveles de acumulaciones lacustres (varves) también intensamente deformados por el empuje del hielo (Figura 73).



Figura 72: Corte artificial del depósito correspondiente a las Morenas Cerro Fortaleza. El mismo se sitúa en la margen derecha del valle del río Santa Cruz, en el sitio del estribo de la presa proyectada.



Figura 73: Características estructurales y granulométricas internas del depósito correspondiente a las Morenas Cerro Fortaleza situadas en la margen izquierda del valle del río Santa Cruz, en el sitio de la presa proyectada.

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 del valle aprovechando la existencia de excavaciones artificiales que se encaraban en el momento de las observaciones de campo.

Perfil de margen derecha

A partir de la realización de una transecta transversal a los depósitos de las Morenas Cerro Fortaleza que se sitúan sobre el lateral derecho 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. Las descripciones que siguen a continuación pueden ser extrapoladas 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 74).



Figura 74: Till alojado correspondiente a las Morenas Cerro Fortaleza, sobre la margen derecha del valle.

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 fracciones clásticas 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 (Figura 74). La referida cementación secundaria disminuye hacia el nivel inferior del perfil hasta desaparecer.

Hacia el techo del perfil 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 75), se localiza un till alojado de características muy similares a las referidas para el asomo descrito 21 m más abajo, aunque en 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 de color pardo claro claramente separada del techo del till, la que a diferencia de este no presenta cementación carbonatada secundaria



Figura 75: Till superior con estructura clasto sostén

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 glaciares 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 la posición más elevadas que tenía el piso del valle cuando las vulcanitas arribaron a esta localidad, que fue con anterioridad al avance de la segunda glaciación (Estancia La Frutuosa).

De acuerdo con este razonamiento, luego del retiro de la glaciación La Frutuosa y durante los intervalos interfluviales 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 logro remover los bloques desplazados y los sobrepaso depositando sus acumulaciones glaciarias sobre ellos. De esta forma, el sondeo K23 estaría indicando esta progresión de procesos dinámicos. En las Figuras 77, 78 y 79 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 glaciogénicas, 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.

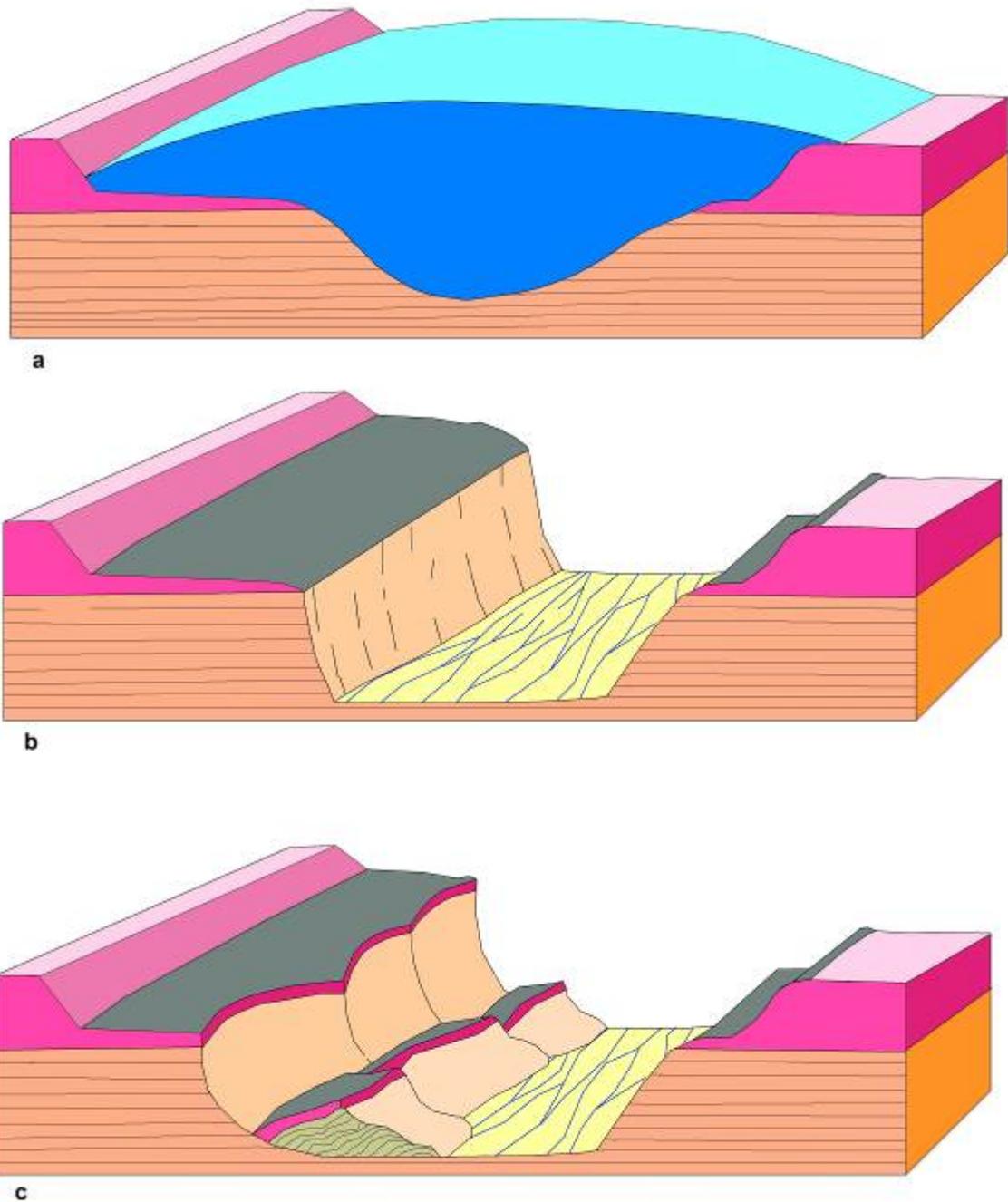
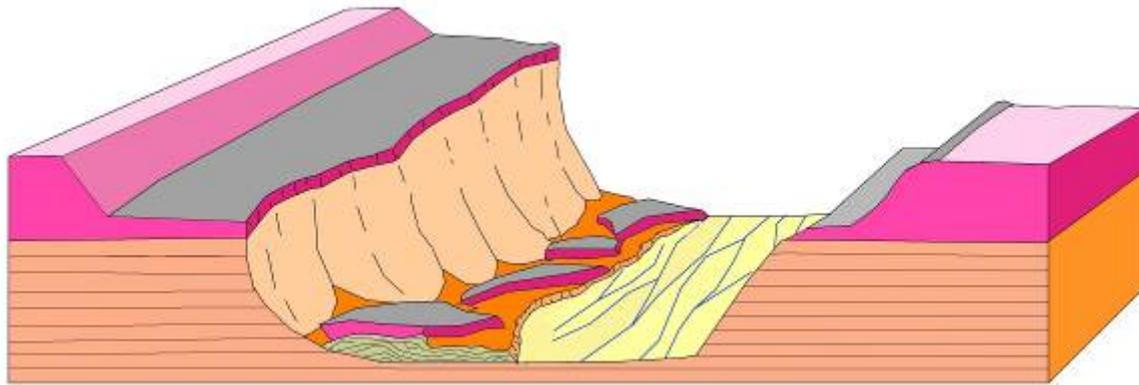
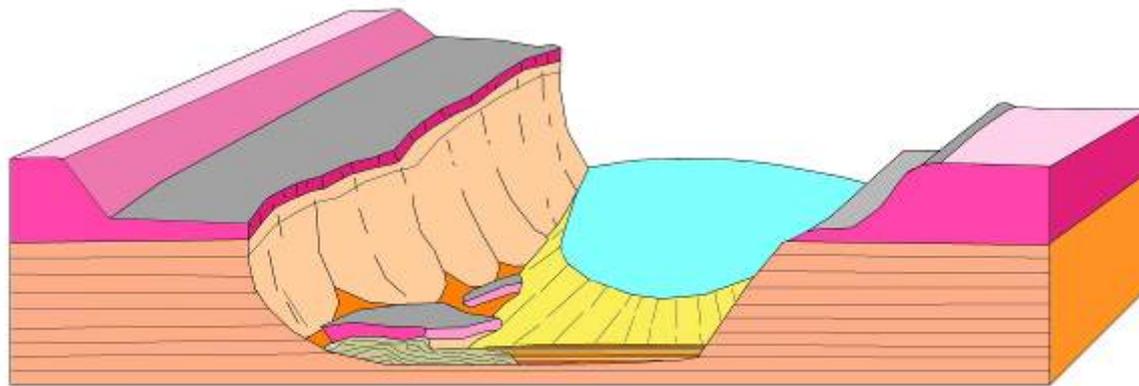


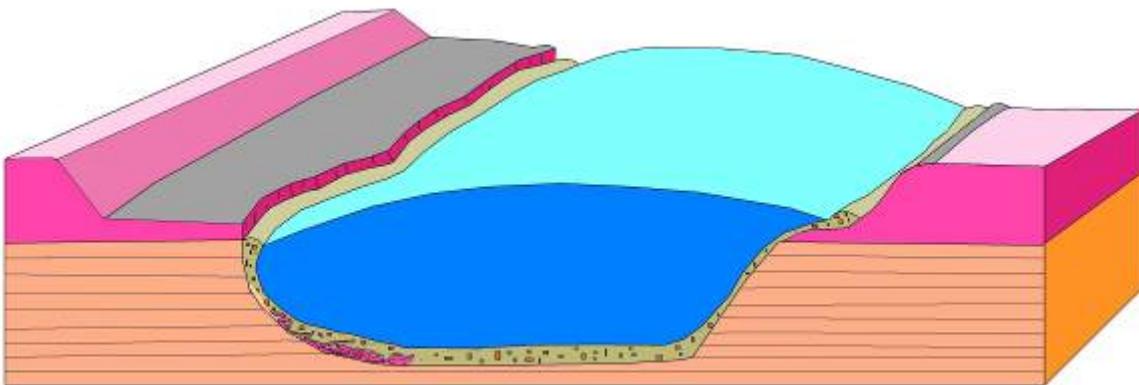
Figura 77: Los basaltos Cóndor Cliff (color morado) sobreyacen a las sedimentitas terciaria de la Formacion Santa Cruz (color anaranjado). En (a) avance de la Glaciación Estancia La Fructuosa, (b) retroceso de la glaciación, profundización del piso del valle durante periodos interglaciarios y posterior expansión de la llanura aluvial, (c) remoción en masa y caída de los basaltos por planación lateral



d



e



f

Figura 78: En (d), los procesos fluviales erosionan parcialmente los bloques con coladas caídas en el piso del valle, en (e) avance de la glaciación Cerro Fortaleza y en (f) incorporación de las coladas en la base del till Cerro Fortaleza

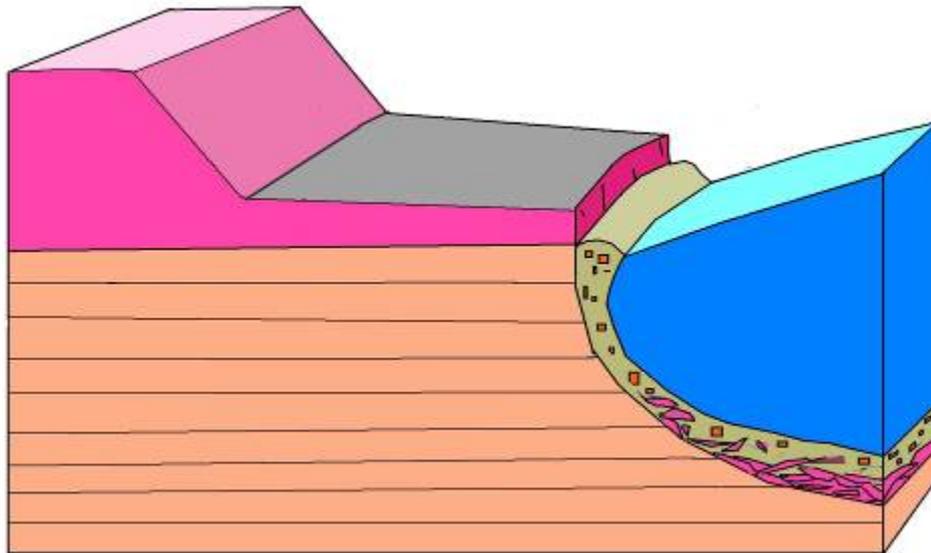


Figura 79: Detalle de las coladas del basalto incorporadas al till Cerro Fortaleza

Perfil de margen izquierda, sector sin remoción en masa

Como se indicó precedentemente, se realizó además un relevamiento de detalle en la margen izquierda del valle con la finalidad de establecer las características que las acumulaciones de till pertenecientes a Cerro Fortaleza presentan en esta comarca. 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 cuarta 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 realizaron perfiles sobre los depósitos que no tuvieron movimientos gravitacionales desde que fueron acumulados 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 80 a lo largo de locaciones y caminos ya que configuran destapes relativamente profundos.



Figura 80: 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) $70^{\circ}46'49.92''\text{O} - 70^{\circ}47'20.99''\text{O}$; (048) $50^{\circ}11'58 - 76''\text{S} - 70^{\circ}47'17.96''\text{O}$; (049) $50^{\circ}12'0.21''\text{S} - 70^{\circ}47'18.55''\text{O}$ y (050) $50^{\circ}12'0.97''\text{S} - 70^{\circ}47'17.50''\text{O}$, y en otro sector en el cual han sido severamente perturbadas por movimientos de remoción en masa, especialmente del tipo deslizamiento rotacional (pantalla verde), estaciones (041) $50^{\circ}11'59.73''\text{S} - 70^{\circ}46'56.05''\text{O}$; (042) $50^{\circ}12'0.29''\text{S} - 70^{\circ}46'53.66''\text{O}$; (043) $50^{\circ}12'2.61''\text{S} - 70^{\circ}46'49.92''\text{O}$; (044) $50^{\circ}12'6.00''\text{S} - 70^{\circ}46'34.12''\text{O}$ y (045) $50^{\circ}12'8.01''\text{S} - 70^{\circ}46'34.32''\text{O}$.

Observaciones entre las estaciones 047 y 050

En la sección donde no se presentan movimientos de remoción en masa post depósito, en el nivel superior (estación 047; $70^{\circ}46'49.92''\text{O} - 70^{\circ}47'20.99''\text{O}$) se exhibe una acumulación de color castaño claro de limos y arenas con estratificación laminar acumuladas, que se depositaron en un medio lacustre local situado entre el borde del glaciar y la espalda de una morena marginal (Figura 81). Estos sedimentos constituyen una secuencia de varves 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 82). Todo el conjunto muestras evidencias de haber sido sometido a empuje glacitectónico postdeposicional.



Figura 81: Depósitos lacustres deformados por empuje del glaciar



Figura 82: Till de ablación apoyado sobre los depósitos lacustres de la Figura 75

Por debajo de la acumulación referida, entre las estaciones 047 y 048 ($50^{\circ}11'58'' - 76''S - 70^{\circ}47'17.96''O$) se extiende un depósito 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 83).

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 una acumulación 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 83: 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 84).



Figura 84: 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

Perfil de margen izquierda, sector con remoción en masa

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 luego de la acumulación de las Morenas Cerro Fortaleza.

Entre las estaciones 041 ($50^{\circ}11'59.73''S$ - $70^{\circ}46'56.05''O$) y 042 ($50^{\circ}12'0.29''S$ - $70^{\circ}46'53.66''O$) 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 85). 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 85: Bloque asentado en el cual están presentes arcillitas de la Formación Santa Cruz

En la estación 043 ($50^{\circ}12'2.61''S$ - $70^{\circ}46'49.92''O$) 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 86).



Figura 86: 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 glacifluvial 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 replegado por efecto de esfuerzos compresivos vinculados con el empuje del glaciar que les dio origen. 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 glacifluviales están intensamente plegadas (Figura 87).



Figura 87: 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 tuvieron en su conformación y el grado de deformación postdeposicional que las afectó.

Las acumulaciones complejas que se desarrollaron sobre el lateral norte del valle se ejemplifican en el modelo dinámico desarrollado por Malagnino (2009) para secuencias glaciarias desarrolladas en sistemas morénicos regionales durante el Pleistoceno. El mismo se describe a continuación.

Dinámica glaciaria y modelo de acumulación de las Morenas Cerro Fortaleza

Los perfiles realizados sobre los depósitos de la Glaciación Cerro Fortaleza que se sitúan sobre el lateral derecho del valle permiten comprobar que el till expuesto pertenece a varios cordones morénicos marginales superpuestos que en general se componen del tipo alojado con algunos niveles glacioluviales (Figura 88).



Figura 88: Till perteneciente al cuerpo de una morena marginal de la Glaciación Cerro Fortaleza situada en la sección superior de la margen derecha del valle.

Las diferenciaciones de mayor relevancia se vinculan con los paquetes glacioluviales que aparecen hacia el techo del perfil, donde se intercalan con niveles poco desarrollados de facies deltaicas y glaciolacustres con suaves deformaciones glaciectónicas. El conjunto refleja un retroceso oscilante del frente de la lengua de hielo que había ocupado el valle durante Glaciación Cerro Fortaleza.

Este arreglo estratigráfico contrasta notablemente con el que se observa en las acumulaciones glaciogénicas de la margen derecha del valle. Si bien en esta sección fluvial

estos depósitos fueron severamente desplazados por movimientos de remoción en masa postglaciares, 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. Las observaciones se realizaron en la sección correspondiente a la traza del futuro cierre.

Una síntesis de estas acumulaciones permite comprobar que se componen de prismas de till de alojamiento, masivo, con abundante matriz arcillosa y limosa con clastos aislados subredondeados a algo angulosos y polimícticos, que se ponen en contacto discordante con otros prismas de till de ablación y, en gran porcentaje, con prismas conformados de secuencias glacifluviales interestratificadas con bancos de acumulaciones glacialacustres de gran desarrollo. Todo el depósito en su conjunto está intensamente replegado y fallado por efecto de esfuerzos compresivos vinculados con el empuje del glaciar que les dio origen.

Las acumulaciones complejas que se desarrollaron sobre el lateral izquierdo del valle se ejemplifican en el modelo dinámico que se ilustra en los siguientes bloques a, b, c, d y e de las Figuras 89, 90, 91 y 92 desarrollado por Malagnino (2009) para secuencias glaciares depositadas en el Pleistoceno.

En el bloque (a) de la Figura 89 se ilustra una etapa en la cual el glaciar avanza a lo largo del valle hacia el oriente (flecha central azul) en la sección correspondiente al cierre proyectado de la presa NK. Paralelamente al avance tiene lugar el aumento en el espesor del hielo, el que se traduce en un empuje lateral. Ambos esfuerzos ocurren simultáneamente, pero la componente en la dirección del glaciar hacia el oriente tiene en los márgenes del glaciar una magnitud inferior (por rozamiento) que la correspondiente a la componente lateral. Esta última da lugar a las acumulaciones de los productos clásticos que erosiona el glaciar en su borde marginal construyendo así una morena de empuje.

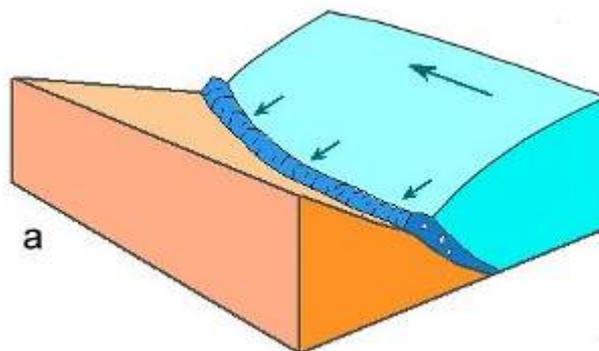


Figura 89

Durante un Interstadial (retroceso menor dentro de un ciclo glaciario principal) el avance del glaciar se detiene y a continuación el borde de hielo retrocede por ablación vertical generándose entre el margen del glaciar y la espalda de la morena marginal una depresión. En este ambiente de sedimentación local, 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 contacto con el hielo. En cambio, si la depresión es importante como consecuencia de un interstadial pronunciado, se formará en ese espacio un lago local periglaciario (Figura 90 b), ambiente en el cual progresivamente se acumularán sedimentos lacustres (Figura 90c).

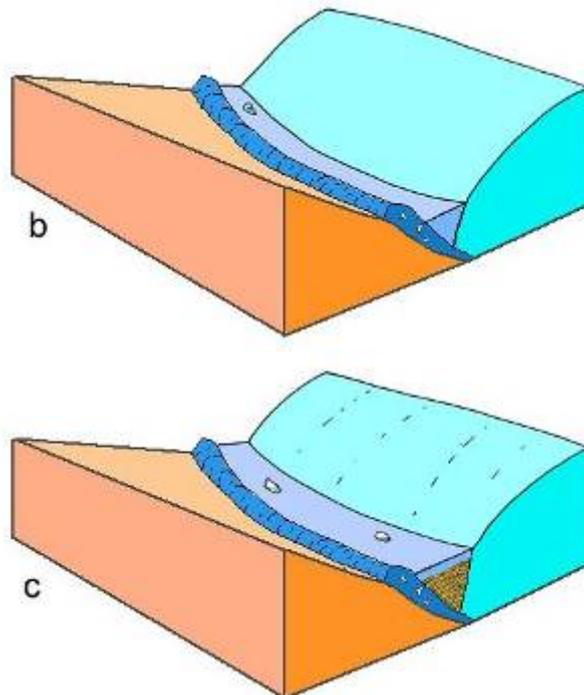


Figura 90

La sedimentación lacustre continuara en la depresión hasta que la misma sea totalmente aluviada, 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 (colmatación del lago marginal), el medio de sedimentación cambia y la depositación pasa a ser glacifluvial y sobre las secuencias lacustres se acumulan arenas y gravas con estratificación entrecruzada (Figura 91d).

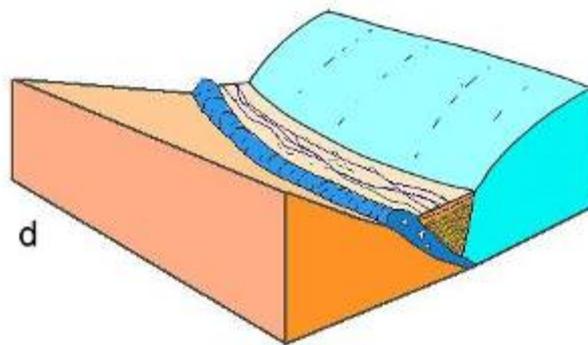


Figura 91

Luego del periodo Interstadial tiene lugar el reavance del glaciar durante un Estadial, que se define como un avance menor dentro de una tendencia general retrocederte. Ante este escenario se darán nuevamente las condiciones mecánicas indicadas para el bloque a) de la Figura 89. La nueva expansión lateral da lugar al empuje de los depósitos lacustres y glaciales 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 del bloque a) de la Figura 89 (till de alojamiento), está bien estratificado y seleccionado. El proceso va acompañado de la deformación del arreglo singénico que tenía el depósito inicial, según estructuras compresivas (Figura 92e).

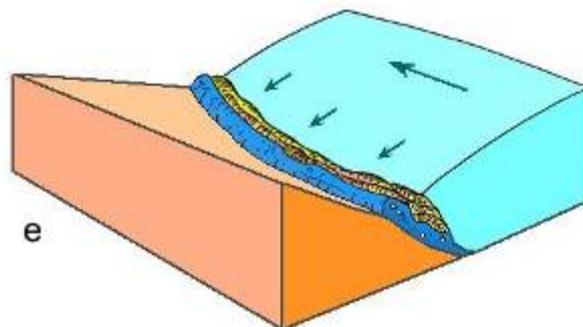


Figura 92

La repetición de la dinámica detallada da lugar a una serie de prismas clásticos que se adosan contra la morena marginal más externa, los que analizados en detalle permite establecer como varió la tasa de desplazamiento del glaciar, la cantidad de pulsos que tuvieron lugar (Estadiales) y las características de los ambientes de sedimentación marginales que se sucedieron en el tiempo.

Si los reavances son severos, parte de los sedimentos frontales del glaciar pueden sobrepasar a los prismas precedentes, de tal forma que tienen lugar acumulaciones como las

de la Figura 93 donde se observan traslapes totales. En la misma se puede reconocer una acumulación compleja donde el primer empuje dio lugar al till alojado color pardo homogéneo, a la izquierda de la figura. El segundo empuje sobrecorrió sobre esta acumulación una secuencia glacialacustre y glacialfluvial estratificada y el tercer empuje traslapo parcialmente sobre esta última un till de ablación, a la derecha de la figura. Cada uno de los tres prismas fue deformado y superpuesto por tres pulsos separados, de los cuales el segundo fue el más importante. Todo el conjunto fue construido por tres Estadiales, aunque morfológicamente configuraran una sola morena.



Figura 93: Acumulación de till complejo con tres sobrecorrimientos motorizados por procesos de glactectonismo que dieron lugar a tres prismas deformados de diferente granulometría, estructura y ambientes de sedimentación iniciales. Los empujes sucesivos, asociados cada uno de ellos con un Estadial, fueron desde la derecha a la izquierda

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 derecha del valle, 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.

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 coexistir prismas muy

impermeables y compactos (till alojado) con otros sedimentos de elevada permeabilidad (gravas glacifluviales).

Como resultado de las variaciones referidas, el comportamiento geotécnico que tienen las acumulaciones de la margen norte difiere del que tiene la margen sur. En el primer caso, la falta de continuidad de los prismas complejos da lugar a una menor persistencia lateral y vertical en la permeabilidad del depósito. En cambio, la menor perturbación que presentan los paquetes glacifluviales permeables situados en la margen sur e interestratificados con las acumulaciones de till, posibilita una mayor continuidad lateral de los niveles de elevada permeabilidad, especialmente en la dirección paralela a la superficie de la pendiente y en la dirección al este.

Depósitos glacifluviales de la Terraza Arroyo Verde y del flujo catastrófico. Pleistoceno

Luego de su clímax, la Glaciación Cerro Fortaleza replegó su frente hacia el occidente y de esta forma el valle en la localidad investigada quedó libre de hielo. Durante el periodo interglaciar que siguió tuvieron lugar procesos de profundización fluvial que transformaron la llanura glacifluvial de la glaciación Cerro Fortaleza en un nivel de terraza, al tiempo que fueron erosionados sus depósitos morénicos frontales.

Posteriormente, ante un nuevo enfriamiento global tuvo lugar el inicio de la quinta glaciación que se manifestó con el avance de una lengua de hielo a lo largo del valle del río Santa Cruz, aunque en esta oportunidad la magnitud de la misma fue inferior a la precedente (Cerro Fortaleza) ya que el frente del hielo no llegó a superar el límite anterior y por lo tanto no llegó a la localidad del cierre NK.

La Glaciación Arroyo Verde incluyó dos avances glaciarios principales cuyos cierres morénicos se encuentran entre 25 y 35 km al este del área de estudio de detalle y localización de la presa. Las acumulaciones glacifluviales generadas por estos reavances dieron lugar a un potente depósito de gravas gruesas que en el sector proximal supera los 100 m de espesor. Este espesor decrece rápidamente hacia el este, donde la superficie de la terraza glacifluvial desciende de 280 a 180 m. El nivel glacifluvial se puede seguir claramente hasta las inmediaciones de la estancia Los Criollos (Figura 20) donde a cota 180 m trunca en parte los depósitos morénicos de la Glaciación Cerro Fortaleza. Sobre la superficie del glacifluvial se distinguen aun claramente los paleocauces de hábito entrelazado y alta densidad de drenaje.

Sin embargo, hacia el oriente tiene lugar la súbita desaparición de estos niveles de tal forma que en la angostura de Cóndor Cliff y en la comarca de la presa solo se distinguen vestigialmente. Esta particular situación se debe a que fueron erosionados y sepultados en

su mayor parte por una creciente catastrófica que se desplazó por el valle y cuyo origen fue el vaciamiento súbito del paleolago Argentino (Figura 94).



Figura 94: Faja abarcada por el flujo vinculado con el drenaje del paleolago Argentino que se extiende sobre los depósitos glaciares de la Glaciación Arroyo Verde

Las acumulaciones vinculadas con el evento de la referida creciente extraordinaria pueden ser reconocidas sobre la traza del futuro cierre de la presa NK

En calicatas excavadas en el cuerpo de esta unidad se desarrolla un depósito compuesto de bloques, gravas gruesas, medianas y finas subordinadas con mínima participación de fracciones arenosas y con una estructura interna del tipo diagonal torrencial (Figura 95).



Figura 95: Acumulaciones de flujo torrencial en la zona del eje de la presa NK

Depósitos glaciafluviales de las terrazas El Tranquilo I y El Tranquilo II (Niveles VII y VIII indiferenciados). Pleistoceno

Si bien hasta el presente no se cuenta con la fecha en la cual tuvo lugar la evacuación súbita del paleolago Argentino, es probable que éste suceso haya ocurrido durante un nuevo reavance glaciario denominado El Tranquilo I, que en su máximo avance generó un cierre morénico a unos 50 km al oeste del área de estudio. Vinculado a esta glaciación se produjo la estructuración de una acumulación glaciafluvial que se inician frente al frente morénico a cota aproximada 200 m y alcanzan las estribaciones occidentales del cerro Fortaleza a cota 140 m, donde se encuentra encajada en las acumulaciones del flujo catastrófico. Posteriormente, un nuevo Estadial depositó las Morenas El Tranquilo II destacándose que ninguna de estas acumulaciones morénicas está representada en la comarca relevada.

Por su parte, los depósitos glaciafluviales asociados llegaron al área de mapeo del presente estudio pero en esta localidad es laboriosa su identificación certera debido a su poco desarrollo y la erosión que tuvieron durante el Holoceno.

Depósitos de remoción en masa. Pleistoceno – Holoceno

Tienen una notable presencia en la sección fluvial correspondiente al sitio de la presa. Si bien se sitúan sobre ambos laterales del valle, alcanzan su mayor expresión tipológica y areal sobre la margen norte, localidad donde estos procesos alcanzan una notable magnitud (Figura 96 y 97).



Figura 96: Acumulaciones vinculadas con procesos de remoción en masa

Constituyen acumulaciones de cenoglomerados especialmente asociados a los flujos, conos de talud con bloques de dimensiones métricas y grandes bloques parcialmente desarticulados vinculados con deslizamientos.

El análisis de la pendiente norte del valle permitió la identificación de varios tipos de movimientos gravitacionales, entre los que se destacan: Asentamiento rotacional (Figura 96), Expansión lateral, Flujo parcialmente encauzado, Avalancha de rocas, Caída de rocas y Movimientos de remoción en masa complejos (Malagnino, 1991; Malagnino, 2004; SERMAN, 2014; SERMAN, 2015). Otras acumulaciones derivadas de estos movimientos de masas son

las carpetas de talud que se extienden al pie de las escarpas basálticas, en estos depósitos se observan bloques angulosos de tamaño métrico.



Figura 97: Campo de deslizamientos rotacionales y avalancha de rocas la pendiente norte del valle.

En la Figura 96 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.

Depósitos de terraza aluvial. Holoceno

En la zona de mapeo se distribuyen en el piso de valle extendiéndose a ambos lados del río Santa Cruz, aunque alcanzan un mayor desarrollo areal y continuidad sobre su margen derecha.

Estas acumulaciones aluviales se componen fundamentalmente de gravas con arenas, estas últimas en proporción muy subordinada (Figura 98). Las gravas tienen un tamaño que oscila desde gravas finas hasta ejemplares de 15 centímetros. Eventualmente se observan bloques de hasta 70 cm de diámetro, los que no fueron aportados por las corrientes tractivas fluviales sino que derivan de las acumulaciones vinculadas con la corriente catastrófica.



Figura 98: Granulometría superficial de los depósitos de terraza aluvial

En la comarca del cierre proyectado, las gravas están bien redondeadas, son polimícticas con una composición petrológica dominante de vulcanitas exóticas y locales (Basaltos Cóndor Cliff). También se observan otras litologías pertenecientes a sedimentitas tenaces y rocas cristalinas cuya área de proveniencia se localiza en la cordillera Andina y que fueron trasladados desde esa región por los glaciares. Los bloques subredondeados de mayor diámetro corresponden a las vulcanitas locales de los Basaltos Cóndor Cliff. En algunos sectores estas acumulaciones están cubiertas por arenas eólicas. En la margen izquierda, aguas arriba del cierre proyectado también están cubiertas por cenoglomerados relacionados con removilizaciones de anteriores desplazamientos gravitacionales que afectaron el lateral norte del valle.

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 subordinada y se considera que estas acumulaciones presentan elevada permeabilidad.

Depósitos de llanura aluvial. Holoceno

Las acumulaciones de llanura aluvial presentan un desarrollo menor en la sección correspondiente al cierre NK, sitio donde el cauce presenta un hábito rectilíneo encajado en el piso del valle. Durante los periodos de estío se presentan formando el cuerpo de dos fajas angostas situadas a ambos lados del curso fluvial del río Santa Cruz (Figura 99).



Figura 99: Depósitos de llanura aluvial del río Santa Cruz durante un periodo de aguas bajas (lateral izquierdo)

Los depósitos relacionados con este ambiente fluvial se componen de gravas polimícticas y redondeadas, sin variaciones substanciales en comparación a las que forman parte del cuerpo de la terraza aluvial que la margina. Tienen un diámetro medio de 6 cm, además de bloques aislados pertenecientes a los basaltos Cóndor Cliff e incluso vulcanitas exóticas cuya área de proveniencia es el ambiente geológico de cordillera patagónica, y una participación menor de arenas (Figura 100).



Figura 100: Granulometría de los depósitos de llanura aluvial del río Santa Cruz. La patina blanca corresponde a los sedimentos que son transportados en suspensión

La mayor parte de este depósito no podría ser transportado por las corrientes tractivas vinculadas con los actuales caudales del río Santa Cruz ya que se trata de una carga clástica heredada que fue aportada y depositada por un flujo de elevada energía que se vinculó con la ruptura del paleolago Argentino. Actualmente solo pueden ser erosionadas lateralmente y localmente redepositada por los caudales actuales.

Depósitos de cono aluvial. Holoceno

Las acumulaciones de cono aluvial (Figura 101) se componen mayoritariamente de arenas, limos y arcillas subordinadas, estas últimas se sitúan especialmente en los abanicos que tienen circulación restringida y en los cuales se forman encharcamientos temporarios.

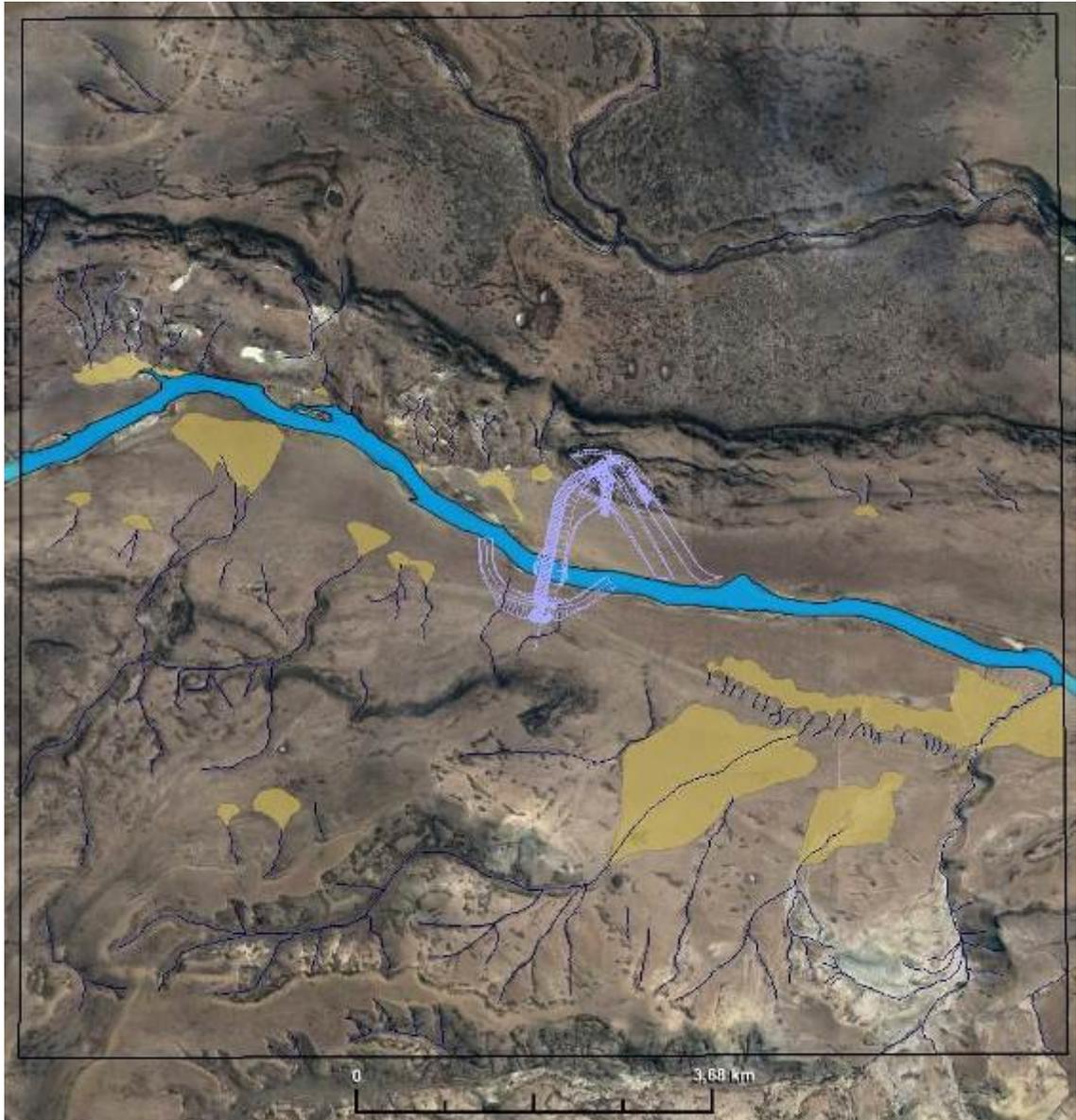


Figura 101: Distribución general de las acumulaciones de cono aluvial

Depósitos eólicos y lacustres. Holoceno

La distribución general de ambas acumulaciones se puede ver en la Figura 102 y en ANEXO MAPAS Mapa Geomorfológico de la Presa NK



Figura 102: Las acumulaciones eólicas se indican en color rosado 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. La traza del cierre de la presa NK atraviesa a una de estas acumulaciones de mayor desarrollo, ya que se presenta como un cuerpo de un espesor medio del orden de los 2 m, un ancho de aproximadamente 130 m y un largo de aproximadamente 1 km (Figura 103).



Figura 103: Acumulación de arenas eólicas

Por su parte las acumulaciones lacustres se sitúan en ambientes confinados a depresiones locales, en su mayor parte situadas en el ámbito de las coladas basálticas y, en forma más restringida, en las cubetas pandas locales que se emplazan entre la sucesión de bloques asentados presentes en la margen norte del valle (Figura 104).



Figura 104: Cubeta local entre bloques asentados

En todos los casos constituyen acumulaciones someras de poco espesor y mínima extensión areal. Se componen de sedimentos limo arcillosos situados en el piso de las cubetas o formando parte de incipientes crestas lacustres marginales a los cuerpos de agua de régimen estacional que se forman en ellas.

Depósitos coluviales. Holoceno

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.

4.2.2.5.1.2 Geomorfología

Introducción

El análisis general de las formas del paisaje presentes en la comarca del cierre proyectado NK permitió identificar la existencia de una serie de unidades y subunidades geomorfológicas bien definidas activas, inactivas relícticas, vinculadas con los diferentes procesos geomórficos que desarrollan y han desarrollado sus acciones en la zona investigada.

Teniendo en cuenta esta consideración genética, las geoformas reconocidas han sido agrupadas de acuerdo a los siguientes procesos formadores del paisaje: Fluvial, Glaciario, Remoción en Masa, Volcánico, Eólico y Lacustre (ver Anexo Mapa Geomorfológico de la Presa Presidente Néstor Kirchner). 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

Constituye una geoforma netamente fluvial integrada por el cauce, llanura de inundación, barras y terrazas aluviales adyacentes.

El cauce del río Santa Cruz desarrolla en la zona investigada un hábito regular de baja sinuosidad que contrasta con el que puede observarse tanto aguas arriba como aguas abajo de esta localidad, secciones donde este curso fluvial gradúa desde altamente sinuoso a meandriforme. La referida característica en la zona relevada se debe a que en esta fracción fluvial el valle presenta un estrechamiento pronunciado, derivado de los afloramientos basálticos presentes sobre ambos márgenes, los que no han permitido a lo largo del tiempo la migración lateral del cauce y por lo tanto, el consiguiente ensanchamiento del mismo.

La estabilidad fluvial mencionada proporcionó un bajo desplazamiento lateral del río, de tal forma que se generó una llanura de inundación regular de poco desarrollo areal (Figura 105), con presencia de un cauce del tipo monocal. Formas secundarias tales como barras centrales tienen lugar en trechos limitados favoreciendo la multiplicidad de cauces en forma muy localizada.



Figura 105: Llanura de inundación del río Santa Cruz (señalada con flechas celestes) durante un lapso de aguas bajas

Acompañando el recorrido del río Santa Cruz y a ambos lados de su planicie de inundación, se observan niveles de terrazas aluviales bajas, en general según varios escalones que no llegan a superar los 2 m de desnivel sobre la superficie del río durante los periodos de nivel medio. Es por esta particularidad que las mismas, ante incrementos importantes de caudal, podrían ser marginalmente alcanzadas por el agua. Este nivel de terraza define la existencia de un proceso de rejuvenecimiento fluvial.

Tributarios del río Santa Cruz

Constituyen la red fluvial que se extiende sobre ambos laterales del valle, alcanzando su mayor desarrollo y evolución los que drenan su margen derecha.

En todos los casos se trata de ríos de régimen estacional ya que solamente se activan como respuesta a las precipitaciones pluviales locales y/o fusión de la nieve estacional. En algunos casos se confirma que se trata de ríos de carácter intermitente, los que son alimentados a partir de la existencia de manantiales vinculados con niveles aflorantes del acuífero libre.

Los tributarios correspondientes a la margen sur tienen un diseño dendrítico a subdendrítico, este último en sectores donde se reconocen controles estructurales y/o morfológicos definidos. Asimismo, la red es de densidad media a baja, con cauces parcialmente ahogados en los cuales pueden observarse limitadas reactivaciones de la erosión vertical que dan lugar al carcavamiento local vinculado bordes de terrazas, como la cubierta por las morenas y depósitos glaciares Cerro Fortaleza. En general no presentan llanuras de inundación destacables.

Por su parte y contrariamente a lo que se observa en el lateral sur del valle, los tributarios de la margen norte son de mínimo desarrollo ya que, salvo el caso del arroyo Cordero, han

evolucionado recientemente sobre un complejo de formas modernas vinculadas con la remoción en masa que afecta gran parte de este lateral. Debido a esta relativa juventud, algunos de estos cauces todavía no han logrado su integración definitiva con el río Santa Cruz, de tal forma que se observan sistemas de drenaje centripeto. El único cauce evolucionado está representado por el curso medio del mencionado arroyo Cordero (tributario del arroyo de Las Cuevas, fuera del mapa). En él se puede reconocer una llanura de inundación relativamente amplia, la que probablemente está vinculada con procesos de endicamiento locales generados por la remoción en masa de los laterales de su valle.

Abanico aluvial

Se los observa especialmente sobre el lateral derecho del valle ya que se vinculan con el mayor desarrollo que sobre esta pendiente tienen la red fluvial tributaria (Figura 101). En cambio, sobre el lateral izquierdo son casi inexistentes.

En algunos casos, como ocurre con los más importantes, presentan su superficie desactivada ya que el ápice migró aguas abajo como consecuencia de profundizaciones recientes del río Santa Cruz. Por esta razón, los más desarrollados son de tipo segmentado y en trompeta.

Pedimento de flanco

Constituyen superficies inclinadas labradas por el accionar fluvial sobre sedimentitas de edad terciaria, y en menor grado sobre las vulcanitas y acumulaciones de gravas y arenas glaciafluviales que están presentes en el valle investigado. No se descarta que en la generación de estas superficies haya participado además la acción de la erosión glaciaria de las lenguas de hielo que se desplazaron por esta sección del valle durante las glaciaciones.

En general presentan una cubierta clástica indicadora de la estabilidad general que posee la erosión fluvial periférica en esta comarca.

Alcanzan su mayor desarrollo sobre la margen sur del valle. En cambio, sobre la margen norte su presencia es notablemente limitada debido a que en ese lateral del valle los movimientos de remoción en masa eliminaron casi la totalidad de las geoformas originales, de tal forma que su presencia es vestigial.

Geoformas 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. El relevamiento realizado ha permitido identificar la presencia de morfologías que indican la existencia de varios tipos de movimientos de remoción en masa. Sus áreas de localización,

tipologías, factores condicionantes y desencadenantes y magnitudes son desarrolladas en detalle en el ítem Peligro Geológico.

Los de mayor presencia son los Deslizamientos Rotacionales mientras que los de participación secundaria son las avalanchas de rocas y en forma más subordinada las Expansiones laterales. 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 bloques deslizados se generaron de manera gradual haciendo retroceder progresivamente 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 geformas de este tipo están poco representadas, aunque se destaca especialmente la expansión lateral que se localiza inmediatamente aguas abajo del proyectado cierre.

Geformas glaciogénicas

Morenas Estancia La Frutuosa y Cerro Fortaleza

Como se indicó precedentemente, las geformas glaciarias reconocidas en la sección relevada se localizan en ambos laterales y corresponden a cordones morénicos marginales y frontales relicticos de las Glaciaciones La Frutuosa y Cerro Fortaleza y su planicie glacialfluvial (Figura 106).

Las Morenas Estancia La Frutuosa, como ya se indicó precedentemente, fueron depositadas por la Segunda Glaciación Patagónica (Glaciación Estancia La Frutuosa) que se encauzó a lo largo del valle del ancestral río Santa Cruz, proyectándose hacia el este más que ninguna de las glaciaciones posteriores, como así tampoco por la glaciación que la precedió.

La dinámica oscilante que tuvo el retroceso del frente de hielo de esta glaciación dio lugar a un sistema morénico marginal (máscara azul de la Figura 106), entre los cuales se pueden observar morenas basales (máscara rosada de la Figura 106).

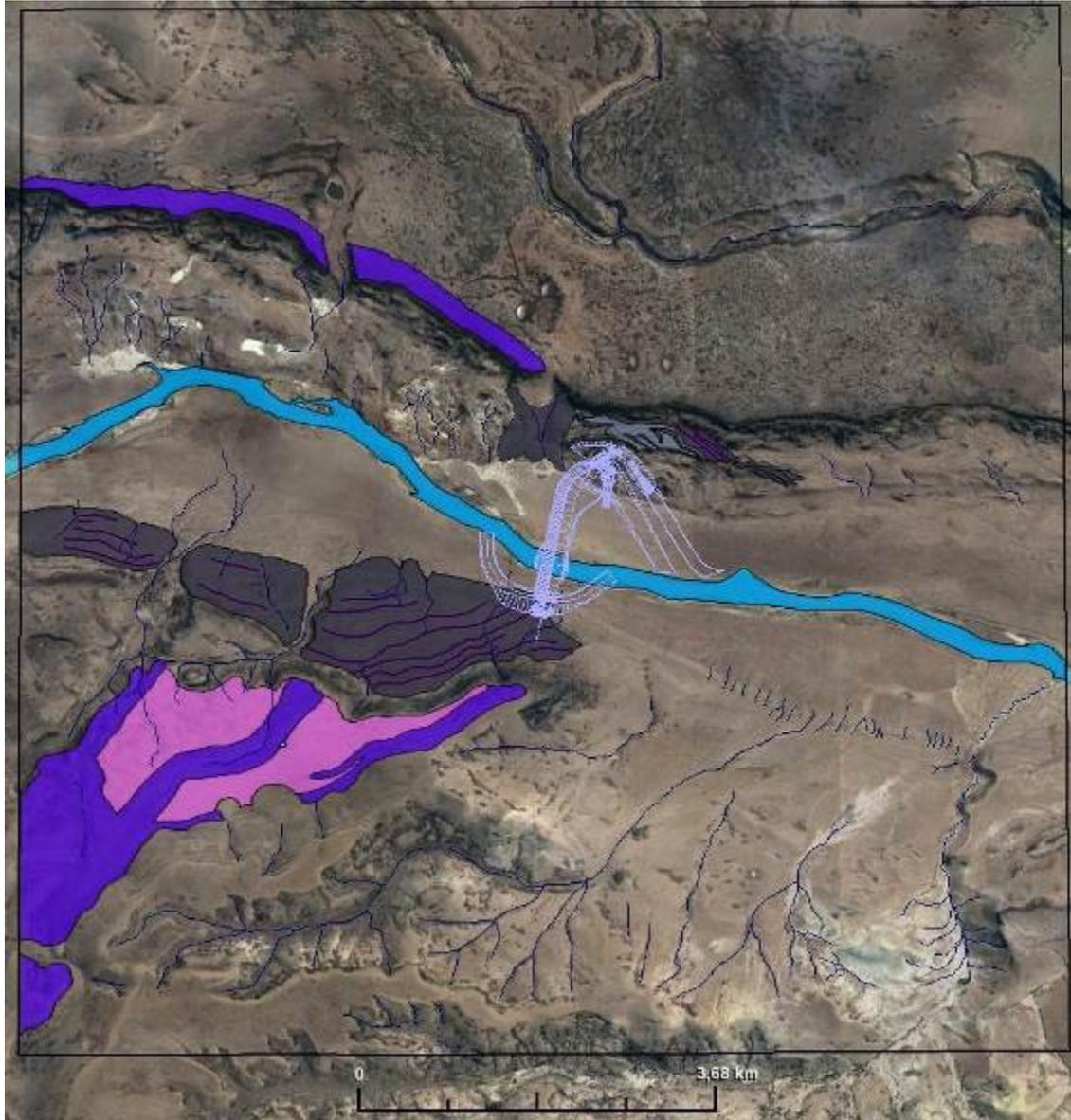


Figura 106: Morenas Estancia La Fructuosa (mascara violeta y rosada) y Cerro Fortaleza (mascara gris oscura y gris clara)

Las morenas marginales presentan una dispar distribución en ambos laterales. Son muy limitadas sobre la margen norte del valle donde solo se reconoce un angosto cordón con esporádicos bloques erráticos apoyados sobre vulcanitas basálticas (Figura 65), y notablemente extendidas sobre el lateral sur en el cual se observan como mínimo tres sistemas, cada uno de los cuales está integrado por varios cordones. Tanto las morenas marginales como las basales se extendieron sobre una extensa colada volcánica a la que cubrieron en su mayor parte. Los exponentes glacifluviales de esta glaciación fueron notablemente retrabajados por la glaciación subsiguiente (Glaciación Cerro Fortaleza) y se reconocen como terrazas aisladas al este y fuera del área mapeada.

Por su parte las Morenas Cerro Fortaleza también alcanzan su mejor preservación sobre la margen derecha del valle. En esta localidad, a diferencia de lo ocurrido con la glaciación precedente, los sistemas morénicos se presentan en forma continua generando una faja de un ancho mínimo de 1.3 km en el cual se contabilizan ocho cordones adosados lateralmente (Figura 106 y Figura 107)



Figura 107: Sistema de cordones correspondientes a las Morenas Cerro Fortaleza

En cambio, sobre la margen opuesta (norte), su existencia es vestigial ya que fueron removidos por movimientos de remoción en masa. Donde todavía se preservan, parte de los cordones morénicos marginales están separados y entre ellos se extienden morenas basales.

Niveles de terrazas glacifluviales

Según un análisis regional, la totalidad de las terrazas glacifluviales del curso alto y medio del río Santa Cruz se pueden separar en dos grupos principales: pre-basalto y post-basalto de Cóndor Cliff. Las Terrazas Superiores (pre-basalto) comprenden los Niveles I a IV, mientras que las Terrazas Inferiores (post-basalto), comprenden los Niveles V a VIII (Tabla 1).

De las Terrazas Superiores Pre Basaltos de Cóndor Cliff únicamente el Nivel II (Pampa Alta) se asocia claramente a depósitos morénicos (Morenas Pampa Alta), asignables a la glaciación pedemontana más antigua de la región. Dicho nivel de terraza configuró regionalmente una dilatada planicie de suave inclinación al oriente solamente interrumpida por un dislocamiento tectónico de rumbo Noreste-Sudoeste (Malagnino 2000). De estas terrazas más elevadas solo aparecen en el área de mapeo los niveles III (La Australasia) y IV (San Fernando). Es probable que la primera de ellas (Nivel III La Australasia), con inclinación hacia el eje del valle, sea un pedimento de flanco.

Terrazas Superiores Pre Basaltos de Cóndor Cliff			
	Nombres informales	Depósitos morénicos vinculables	Más de un aterrazamiento
Nivel I	Cerro Cuadrado	NO	NO
Nivel II	Pampa Alta	SI	NO
Nivel III	La Australasia, Ea. La Adela*, Lagunas del Benito	NO	SI
Nivel IV	San Fernando	NO	NO
Terrazas Inferiores Post Basaltos de Cóndor Cliff			
Nivel V	Estancia La Fructuosa	SI	NO
Nivel VI	Cerro Fortaleza	SI	NO
Nivel VII	Arroyo Verde	SI	SI
Nivel VIII	El Tranquilo	SI	SI

Tabla 7: Niveles de terraza del alto valle y curso medio del río Santa Cruz. En celeste se resaltan los niveles que con diferente grado de conservación esta presentes en el área relevada

Por otra parte, las terrazas inferiores Post Basaltos Cóndor Cliff tienen sus génesis en el agua de ablación vinculadas con las glaciaciones Estancia La Fructuosa, Cerro Fortaleza, Chuñi Aiken, Arroyo Verde y El Tranquilo. Todas ellas están contenidas en el valle del río Santa Cruz, aunque en la zona estudiada en detalle solo se reconoce claramente tres: el Nivel V (Estancia la Fructuosa) mientras que el Nivel IV (Arroyo Verde) está en general cubierto y erosionado por el evento de corriente catastrófica mientras que el Nivel VIII (El Tranquilo) es de mínimo desarrollo.

Cada superficie de terraza se vincula con una glaciación en progreso desde la región andina que fue acompañada de un aumento de caudales en un medio fluvial que se caracterizaba por presentar un sistema de multicanales de hábito megatrenzado a entrelazado de gran escala, donde los cauces estaban separados por barras. Este megahábito y los paleocauces y paleobarras que lo integraban pueden ser actualmente reconocidos sobre los niveles de terrazas de mayor antigüedad, como por ejemplo ocurre con la correspondiente al Nivel VI Cerro Fortaleza, situado sobre el estribo sur del cierre JC. En este caso se manifiestan

claramente como paleocauces de un ancho medio del orden de los 130 m, separados por las paleobarras gravosas que llegan hasta los 300 m de longitud (Figura 108).

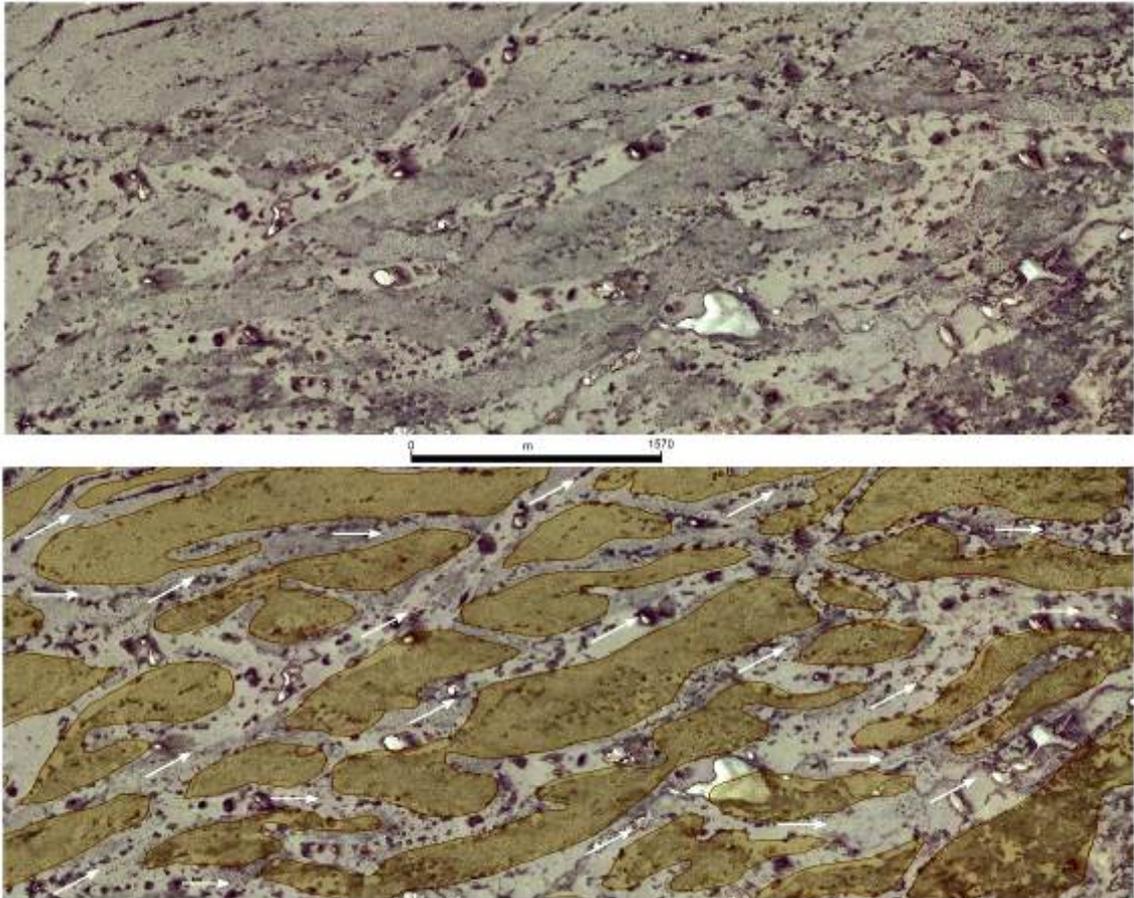


Figura 108: Paleocauces con dirección de paleocorrientes (flechas blancas) y paleobarras (pantalla marrón) en el sistema relíctico de hábito megatrenzado situado en la superficie de terrazas glaci-fluviales intermedias y altas presentes en el valle del río Santa Cruz. La imagen inferior es la interpretación de la superior. El ancho de cada paleocauce es similar al que actualmente presenta el del río Santa Cruz

Estas acumulaciones se vinculan con anteriores sistemas fluvial de hábito megatrenzado de baja sinuosidad, de régimen permanente con caudales de base elevados y descarga estacional extraordinaria en los cuales existieron aportes muy elevados de sedimentos que fueron proporcionados por unos extensos glaciares que provenían de la cordillera patagónica, condiciones que dieron paso a la progresiva colmatación de la planicie de transporte. De esta forma la erosión fluvial solo es posible en los márgenes de la planicie glaci-fluvial a partir de la planación lateral, proceso que permitió la ampliación del ancho de esta superficie de transporte e inundación, al tiempo que se incrementaba la tendencia a la sedimentación vertical dando lugar a un sistema de retroalimentación positiva donde a mayor caudal → mayor erosión lateral → mayor sedimentación vertical (Malagnino, 2009).

En cambio, durante los periodos en los cuales el caudal se reducía por el repliegue de los glaciares, también lo hacía la carga y bajo estas condiciones el sistema fluvial presentaba una elevada capacidad erosiva vertical. Durante estos eventos 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 (Figura 109).

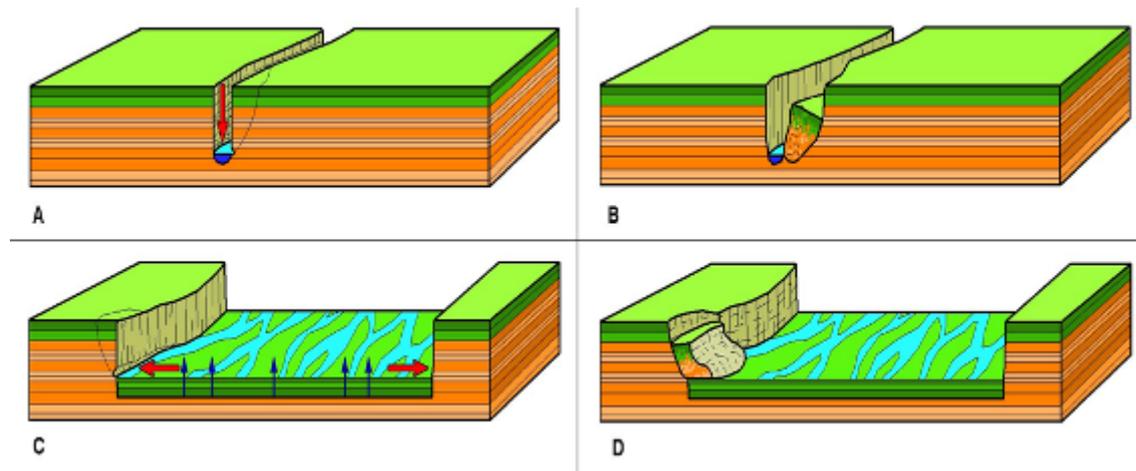


Figura 109: La secuencia muestra para el bloque A los procesos de erosión vertical (flecha roja) durante un periodo interglaciar, con generación de remoción en masa por empinamiento de pendientes (bloque B). Por otra parte, los procesos de sedimentación vertical (flechas azules en bloque C) y ampliación del ancho del piso de transporte por erosión lateral (flechas rojas en bloque C) con generación de remoción en masa (bloque D), ocurren durante los periodos glaciares en los cuales los caudales aumentan exponencialmente.

Bajo este esquema general, cada uno de los niveles de terrazas glacifluviales reconocidos se vincula con cada una de las glaciaciones registradas mientras que cada desnivel entre ellas se corresponde con un intervalo interglaciar. El modelo de sedimentación precedentemente descrito se aplica 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 con el desarrollo lateral y vertical del depósito, que en general se reducen para las glaciaciones más modernas ya que se vincularon con caudales de magnitudes progresivamente decrecientes. De esta forma desde las de mayor edad y altura hasta las más jóvenes y bajas, el ancho disminuye progresivamente, destacándose que cada faja se encajó en la precedente.

Geformas volcánicas

Tienen distribución sobre las secciones superiores de ambos laterales (Figura 110).



Figura 110: Planicies volcánicas (pantalla marrón)

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 en algunos casos locales terrazas estructurales por arrasamiento, que fueron labradas por la acción de las glaciaciones La Fructuosa y Cerro Fortaleza.

Geoformas Eólicas

Se reconocieron una serie de morfologías de diversa tipología asociadas con el proceso eólico, especialmente las vinculadas con las formas de acumulación. En este sentido se identificaron Dunas Parabólicas, Hoyos de soplido y Bandas de arena (Figura 111). Las de

mayor entidad son las dos primeras. En todos los casos se sitúan en forma paralela y adyacente a ambos márgenes del cauce activo del río Santa Cruz, desarrollando fajas angostas con longitudes de aproximadamente 1.500 m.



Figura 111: Dunas parabólicas con hoyos de soplido en la traza del proyectado cierre NK.

El aporte clástico proviene de las arenas que este curso fluvial deposita sobre su llanura de inundación, las que son deflacionadas durante los periodos de aguas bajas. Las dunas parabólicas son de pequeña escala mientras que el mayor desarrollo corresponde a los Hoyos de soplido, los que se formaron a expensas de la deflación diferencial de las primeras.

Geoformas Lacustres

En general se trata de morfologías de desarrollo limitado. De acuerdo a su génesis se las separa en dos grupos: las vinculadas con las áreas en las cuales están presentes movimientos de remoción en masa, especialmente los del tipo Deslizamiento Rotacional y las que se localizan sobre la superficie de las coladas basálticas. En el primer caso la generación de las geoformas lacustres guarda relación directa con la formación de las depresiones que se generan entre bloques asentados. Debido a que estas formas son de génesis reciente, estas depresiones no han alcanzado todavía su integración con el sistema exorreico. El segundo grupo, de mayor desarrollo que el precedente, se vincula con el ambiente volcánico. Su origen puede estar relacionado con singularidades iniciales de la superficie de las coladas, o ser de génesis posterior y asociarse a colapsos locales de la superficie de las coladas por la existencia de cavernas o túneles de lava locales. Se han reconocido dos formas principales que debido a su grado de evolución han desarrollado una red fluvial tributaria de hábito

radial centripeto y cordones lacustres concéntricos indicadores de las diferentes posiciones que alcanzo el cuerpo de aguas estacional que se localiza en ellas (Figura 112).



Figura 112: Cuenca cerrada situada sobre los Basaltos Cerro Cóndor. La depresión, probablemente originada por el colapso de un túnel de lava, es ocupada por una laguna en cuyos márgenes se desarrollan cordones lacustres

4.2.2.5.1.3 Peligro Geológico

De acuerdo al desarrollo realizado sobre este tema en el ítem 4.2.2.4.4 Peligro Geológico, el de mayor relevancia es el de Remoción en masa. El Sísmico y Volcánico, de menor gravitación, ya fueron desarrollados en el ítem 4.2.2.4.4 y sus caracterizaciones son aplicables a la comarca de la presa NK.

Peligro a la Remoción en Masa

Como resultado de los estudios realizados en detalle para la comarca de la zona del cierre proyectado se logró determinar la existencia de geofomas relacionas con movimientos de remoción en masa de variada escala y tipología entre los que se destacan deslizamientos rotacionales, avalanchas de rocas, flujos densos y la caída de rocas, aunque también están presentes en menor porcentaje expansiones laterales y otras formas de mayor complejidad (Figura 113).

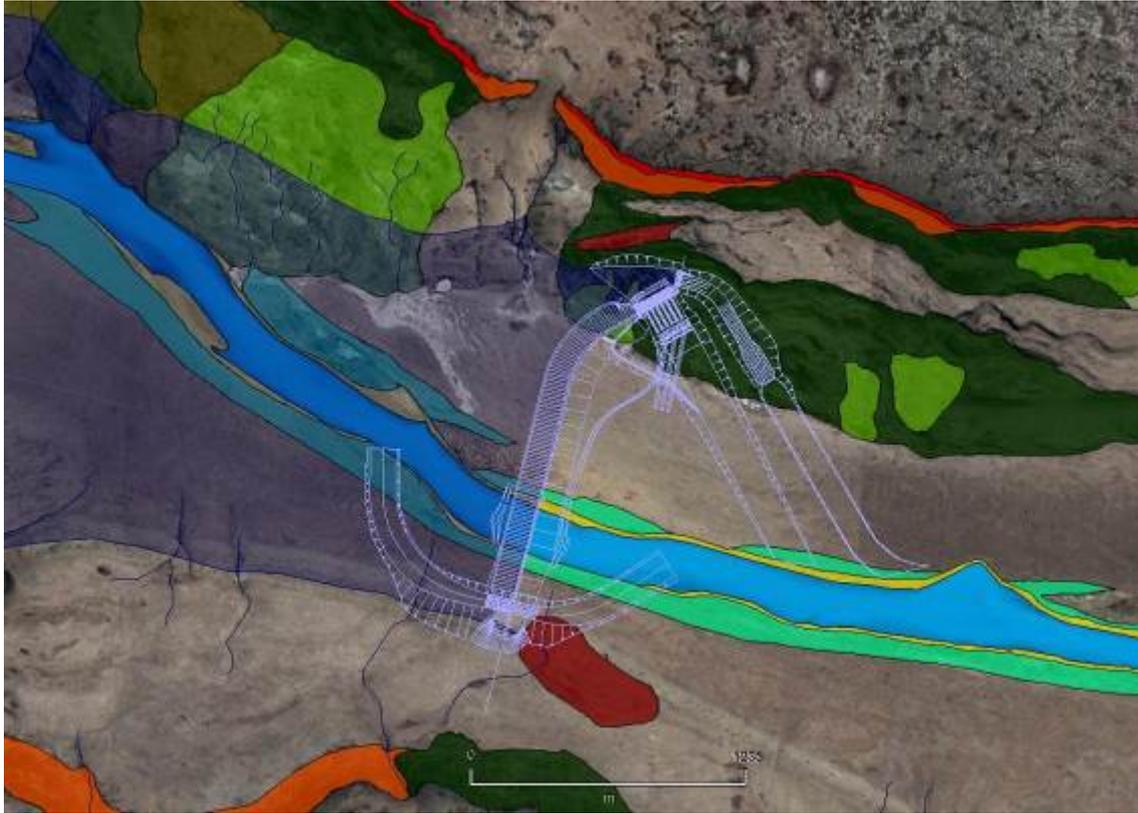


Figura 113: Áreas afectadas por movimientos de remoción en masa de diferente tipología y su relación con las estructuras de la proyectada presa NK. Se señalan deslizamientos rotacionales (pantalla verde oscuro), flujos (verde claro), expansión lateral (marrón rojizo), flujo parcialmente encauzado (pardo claro), carpetas de talud (anaranjado) por caída de rocas (rojo)

Todas estas morfologías se localizan mayoritariamente sobre el lateral izquierdo (norte) del valle de tal forma que el mismo ha sido modificado casi en toda su superficie por estos procesos gravitacionales, indicando este aspecto el elevado grado de inestabilidad que tiene esta pendiente. Una situación diferente se observa en cambio sobre el lateral opuesto del valle ya que sobre él las formas vinculadas con movimientos de remoción en masa solamente están presentes en forma muy localizada.

A continuación se describen las tipologías reconocidas y se evalúan los factores internos y externos condicionantes y desencadenantes de los movimientos de remoción en masa identificados.

Deslizamiento Rotacional

Constituye el tipo de movimiento con mayor presencia en la sección del cierre (Figura 114).



Figura 114. Bloque deslizado y rotado según una imagen previa a la excavación de la trinchera que expone la secuencia volcanoclástica de la Figura 115. Sobre la imagen se superpuso la sección norte de la presa (aliviadero)

Los bloques deslizados que están situados en esta localidad exhiben una morfología muy característica en la cual está vigente una escarpa superior principal (corona), al pie de la cual se desarrolla una contrapendiente de menor inclinación (terrazuela), que constituye el tope del bloque que se desplazó a lo largo de una falla cóncava. En los deslizamientos rotacionales relevados el valor de inclinación de las superficies inicialmente horizontales varía desde aproximadamente 25° hasta 85°.

Este último valor angular extremo se puede observar en el corte de la trinchera de inspección de rumbo normal al bloque deslizado, excavada en la margen izquierda del valle en el sitio donde va a estar el estribo de la presa, y que se sitúa entre las coordenadas 50°12'4.70"S - 70°46'32.76"O y 50°12'3.79"S - 70°46'34.49"O. En la Figura 114 se señala con una flecha celeste la localización de la foto de campo de la Figura 115.

En el reconocimiento de campo realizado sobre el referido corte artificial se pudo observar un perfil estratigráfico en el cual está presente la base del Basalto Cóndor Cliff, integrada de lavas almohadilladas (*pillow lava*) y brechas de palagonita, el conglomerado que subyace a las vulcanitas y el contacto de la base de estas acumulaciones con el techo de la Formación Santa Cruz. Todo el conjunto se encuentra rotado hasta una posición casi vertical, después de haber descendido aproximadamente 15 m desde su posición original previa al movimiento (Figura 115).



Figura 115: Corte transversal de un bloque perteneciente a un deslizamiento rotacional. Las flechas amarilla y anaranjada señalan el banco de *pillow lava* y el correspondiente a brechas de palagonita respectivamente, que se sitúan en la base de los Basaltos Cóndor Cliff. Las flechas verde y celeste indica la posición de banco de conglomerados y las sedimentitas de la Formación Santa Cruz subyacente. El banco giro en forma antihoraria 85°

Asociadas con los bloques rotados se observan las fallas cóncavas que permitieron el desplazamiento, como se confirma en la excavación de la Figura 116 realizada según un rumbo perpendicular a la pendiente y plano de falla de tal forma que la misma corta transversalmente al deslizamiento rotacional. En los laterales de la trinchera excavada, a ambos lados de la misma, se puede ver claramente la superficie de la falla curva que permitió el desplazamiento y rotación y, encima de ella, el bloque deslizado.



Figura 116: Superficie de falla cóncava de un deslizamiento rotacional. La traza amarilla señala el plano de falla.

Los movimientos de este tipo se sucedieron a lo largo del tiempo en forma progresiva desbastando el lateral del valle de manera retrocedente. Probablemente se iniciaron cuando la creciente catastrófica se desplazó por el valle y continuaron a menor tasa de generación durante el Holoceno. El resultado de esta progresión es la formación de una pendiente de menor inclinación que la original, sobre la cual las terrazas de cada bloque se disponen en forma escalonada y paralela al borde del tope de la escarpa superior, que para la localidad relevada esta labrada en la mayoría de los casos en las coladas del Basalto Cóndor Cliff y en menor medida sobre las planicies elevadas subhorizontales coronadas por bancos de conglomerados correspondientes a acumulaciones glaciafluviales proglaciarias. La referida

sucesión de movimientos en el tiempo dio lugar a que los bloques asentados más recientes, situados en la sección superior de la pendiente, conserven claramente sus morfologías distintivas. En cambio, los situados en la sección distal de la misma tienen sus características geomórficas originales parcial a totalmente modificadas por la erosión fluvial que han tenido desde su formación y porque en algunos casos tuvieron una removilización posterior como flujos.

Como se indicó precedentemente en el ítem 4.2.2.4.3, la generación de estos movimientos se vincula con la existencia de factores internos y externos condicionantes y desencadenantes. Entre los primeros se destaca la presencia previa de una debilidad estructural que atraviese a las coladas volcánicas y a las sedimentitas subyacentes, la que 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. Este plano de discontinuidad es el que habilita que, ante un factor desencadenante adecuado, la fractura se transmita a través de la secuencia volcanoclástica hasta la cara libre de la pendiente, dando lugar a una superficie de despegue inicialmente vertical pero progresivamente cóncava hacia la zona externa de la misma, a lo largo de la cual el bloque se desplaza (Figura 116).

En su movimiento los bloques deslizados se desagregaron severamente de tal forma que parte de los deslizamientos rotacionales presentan un segundo ciclo de movilidad según un movimiento del tipo flujo, tal como se observa en la localidad relevada. En la desarticulación de los bloques desplazados juego un papel destacable la influencia que ejercieron los sistemas de fracturas vinculadas con la fuerte disyunción columnar presente en esta localidad tienen las coladas volcánicas de la Formación Cóndor Cliff (Figura 117) y el producido y heredado por el peso que ejercieron los glaciares sobre las vulcanitas al generar patrones de fracturación particulares derivados de esos esfuerzos.



Figura 117: Sistema de fracturación en las coladas situadas en el tope de los Basaltos Cóndor Cliff.

También participaron en la debilidad estructural que tienen los bloques asentados la superposición de coladas densas con niveles de brechas de palagonita (Figura 115) de baja tenacidad y las características de menor dureza que tienen los conglomerados subyacentes y sedimentitas de la Formación Santa Cruz, entre otros factores geológicos.

Los factores externos e internos de origen natural vinculados con los deslizamientos rotacionales de mayor incidencia identificados en la comarca investigada son los siguientes:

Factores externos de origen natural que contribuyen a incrementar el stress (fuerzas promotoras del corte y la caída)

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

La sección del valle correspondiente al cierre NK estuvo bajo la acción directa de los glaciares en dos ocasiones. La primera de ellas correspondió a la Glaciación La Fructuosa, la que al retirarse dejó una artesa de laterales empinados. Es probable que la desaparición del soporte que proporcionaba el glaciar a los laterales de valle promovieran los primeros movimientos de remoción en masa, los que se aceleraron durante el interglaciar debido a la profundización fluvial del valle glaciario. Asimismo, al retirarse el glaciar sobre parte de estas vulcanitas, se formaron sistemas de fracturas de alivio que desmejoraron su tenacidad primaria. Posteriormente, el avance de la lengua glaciaria que dio lugar a las Morenas Cerro Fortaleza, estuvo precedida de un proceso de planación lateral vinculado con el agua de ablación de la misma que favoreció nuevos y renovados movimientos de remoción en masa. Los bloques deslizados durante estos eventos fueron posteriormente alcanzados por el avance del frente del glaciar e incorporados a sus acumulaciones morénicas. Más tarde, con el retiro de la glaciación Cerro Fortaleza y las sucesivas profundizaciones interglaciares y procesos de planación lateral vinculados con las siguientes glaciaciones, tuvieron lugar nuevos desplazamientos gravitacionales, pero probablemente el desencadenante de mayor influencia fue el evento de drenaje súbito del paleolago Argentino que dio lugar a una creciente que se desplazó por el valle y que en la localidad relevada chocó frontalmente contra el pie de la pendiente dando lugar a cortes y vibraciones que promovieron movimientos de remoción en masa generalizados.

1- Factores internos que contribuyen a incrementar la inestabilidad y posterior caída de las pendientes.

- Bajo grado de cohesión interna por baja cementación de las sedimentitas

La Formación Santa Cruz se compone de bancos sedimentarios que tienen una baja diagénesis y por lo tanto menguada tenacidad. Asimismo, algunos paquetes presentan un comportamiento plástico. Estos factores internos actúan como condicionantes de futuros movimientos de remoción en masa ante un factor desencadenante adecuado. Al respecto se señala la presencia de diques clásticos que atraviesan la secuencia terciaria y que se vinculan con comportamientos dúctiles de parte de estas sedimentitas.

- Bajo grado de cohesión por incremento de la presión interna o presión poral

La presión poral presente en las pendientes analizadas guarda directa relación con la dinámica de los acuíferos existentes. En la sección del cierre de presa proyectado estas características hidrogeológicas se vincula en forma directa con el clima de la comarca, la naturaleza de las rocas y depósitos que componen la secuencia estratigráfica, su permeabilidad, las particularidades de su conformación geomórfica y la hidrología de la misma. Teniendo en cuenta estos factores se puede determinar la presencia de dos sistemas hidrogeológicos principales: Acuífero de Subálveo y Acuífero de Meseta. El primero de ellos se desarrolla en la faja que se extiende entre los niveles de terrazas aluviales y el lecho del valle activo y por lo tanto no influye directamente en los procesos de remoción en masa reconocidos. En cambio, el Acuífero de Meseta se considera de importancia destacable como inductor pluricíclico de presiones porales elevadas, factor éste de importancia superlativa en la promoción de movimientos de remoción en masa. Por ejemplo, en la zona del cierre proyectado, específicamente sobre la margen norte del valle, su existencia está directamente vinculada con la tasa de precipitación y la estratigrafía de la comarca, que en forma resumida se compone de una secuencia volcánico 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 glacifluvial, las que a su vez están cubiertas por una serie de coladas correspondientes al Basalto Cóndor Cliff. El sistema hidrogeológico desarrollado en este medio geológico 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. Bajo estas condiciones de base, tienen su zona de recarga en la superficie subhorizontal de las coladas, proceso que se da a partir de la percolación del agua proveniente de las lluvias y del derretimiento de la nieve que cae sobre los basaltos. 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 glacifluvial, las que se componen de gravas gruesas y arenas gruesas de elevada permeabilidad. En su recorrido a través de las vulcanitas el agua se desplaza verticalmente desde la superficie por el cuerpo del basalto hasta llegar al banco

de conglomerados subyacente, el que se comporta como un acuífero local. Como por debajo del referido conglomerado están presentes bancos en general menos permeables pertenecientes a la Formación Santa Cruz, el agua se desplazara lateralmente dentro de las gravas permeables hasta aflorar sobre la superficie de la pendiente como manantiales. Sin embargo, la existencia variaciones faciales laterales con niveles de diferente permeabilidad en la sucesión estratigráfica de las sedimentitas terciarias, facilita que parte del agua siga descendiendo en el cuerpo de la mismas hasta que un banco favorable de lugar a un nuevo acuífero más profundo. En este caso, habrá incrementos de la presión poral en el cuerpo de las sedimentitas terciarias, la que en conjunción con otros factores internos y externos facilitaran la caída de la pendiente. De esta forma, los acuíferos situados en los niveles estratigráficos que están varios metros por debajo del contacto con las vulcanitas, al mantener niveles de presión poral elevados promueven activamente la generación de movimientos de remoción en masa del tipo asentamiento rotacional y, especialmente, deslizamiento complejo y expansión lateral. 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 fueron promovidos por niveles freáticos que se localizan a diferentes profundidades. Sobre este tema es importante destacar que en la sección correspondiente al futuro cierre, la existencia de bloques de grandes dimensiones desplazados a favor de movimientos de remoción en masa del tipo deslizamiento rotacional, y en menor medida expansiones laterales, dan lugar a la formación de una segunda generación de acuíferos cuando los deslizamientos facilitan la existencia de depresiones pandas y cerradas situadas entre la escarpa de la falla expuesta por el movimiento y la terrazuela del bloque desplazado. Estas depresiones se comportan como áreas receptoras de las aguas provenientes de las precipitaciones locales e incluso de los manantiales vinculados con los acuíferos precedentemente descritos. En la Figura 118 se puede ver este escenario particular a partir de un registro satelital, mientras que en la Figura 119 esa escena se la visualiza en el campo.



Figura 118: Presencia estacional de agua sobre un campo de deslizamientos rotacionales. Los bordes elevados de una sucesión de terrazuelas (flechas rojas) genera una laguna estacional (flecha celeste superior) que alimenta a un manantial de segunda generación (flecha azul), que a su vez da lugar la laguna situada en el nivel inferior de la pendiente (flecha celeste inferior).



Figura 119: Fotografía de campo. Las flechas rojas señalan los bloques deslizados, la flecha celeste la laguna estacional inferior y la flecha azul la emergencia del manantial de segunda generación que es alimentado por una laguna que se ubica entre las dos flechas rojas.

Las indicadas lagunas de carácter estacional están situadas sobre el plano de la falla cóncava relacionada con el bloque deslizado, por lo que el agua contenida en las mismas tiende a drenar a lo largo de estas superficies 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 misma (Figura 120). Si bien estos freáticos secundarios tienen una persistencia limitada, incrementan cíclicamente los valores de la presión poral en un medio donde los factores que resisten el corte y caída de las pendientes están seriamente desmejorados, razón por la cual facilitan en ella nuevas removilizaciones, las que en algunos casos se dan como flujos.

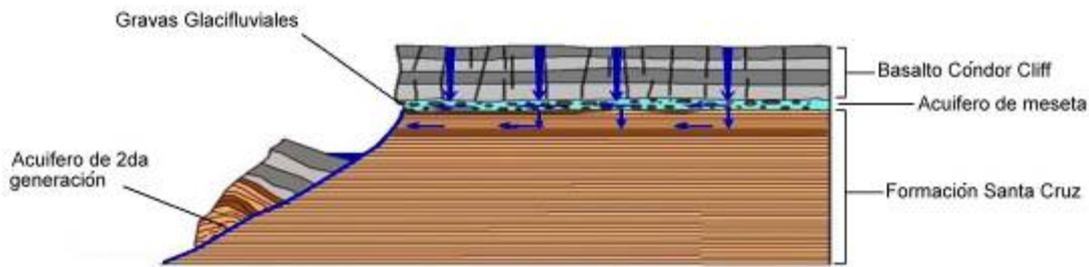


Figura 120: Acuíferos presentes en la sección del cierre de la presa NK. Los dos manantiales situados en la sección superior de la pendiente son del tipo Meseta mientras que el inferior es de segunda generación y vinculado con los deslizamientos.

- Existencia de potenciales planos de deslizamiento

Están vinculados con las fracturas verticales que atraviesan a las coladas basálticas situadas en el tope de las pendientes y que contribuyen a la generación temprana de las fallas cóncavas sobre las que tienen lugar los deslizamientos rotacionales y expansiones laterales. También se consideran como superficies de deslizamiento potenciales a los horizontes estratigráficos y bancos particulares pertenecientes a las sedimentitas terciarias que se comportan como niveles de deslizamiento conjugados.

Expansión Lateral

Es un tipo de remoción en masa de presencia más limitada en comparación con los deslizamientos rotacionales, aunque debe aclararse que algunos deslizamientos rotacionales culminan su movimiento como una expansión lateral cuando la falla curva continúa su progreso a lo largo de un banco favorable de la secuencia clástica terciaria, generándose un movimiento intraestratal. Las características generales de este movimiento fueron descritas en el ítem 4.2.2.4.4.

En la comarca relevada las expansiones laterales tienen una presencia destacada ya que se localizan en ambos laterales del valle. Las situadas en la margen norte se localizan en el borde de una terraza volcánica, la que fue nivelada en gran parte por la acción erosiva de las lenguas de hielo que se desplazaron por esta localidad durante las glaciaciones Estancia La Fructuosa y Cerro Fortaleza. En esta localidad la expansión lateral configura una placa de aproximadamente 670 m de largo con un ancho variable de entre 50 y 180 m, con su superficie inclinándose hacia el piso del valle y exponiendo la escarpa de su espalda hacia el norte (Figura 121).

Esta expansión lateral solo pudo ocurrir a partir del desalojo un volumen importante de la masa litológica subyacente a las coladas basálticas, lo que implica que algún banco de las sedimentitas terciarias de la Formación Santa Cruz debieron pasar a tener un comportamiento plástico que permitió su expulsión hacia afuera de la superficie de la pendiente. Al respecto se señala que sobre la margen sur de esta expansión lateral se localizan una la serie de deslizamientos rotacionales en los cuales se observan diques clásticos sub verticales que atraviesan a los bloques desplazados, lo que indica que durante el movimiento existió un comportamiento fluido de parte de los bancos que componen el cuerpo de las sedimentitas terciarias. Es probable que estas inyecciones verticales hayan tenido lugar durante el proceso que generó la expansión lateral y que ambos movimientos tuviesen un desarrollo simultáneo.



Figura 121: Imagen satelital de la placa desplazada por un movimiento de remoción en masa del tipo expansión lateral (máscara roja). La misma se separó de la unidad geomórfica denominada Subnivel Volcánico (SV), pivoteando desde su enraizamiento situado a la derecha de la imagen, dejando en su movimiento una depresión (máscara violeta). Hacia el sur se generaron una serie de deslizamientos locales del tipo rotacional (máscara amarilla) y probablemente traslacional (máscara anaranjada) en los cuales se observan diques clásticos.

Por otra parte, una segunda expansión lateral se localiza en la margen sur. La misma tiene un desarrollo que alcanza una longitud de 300 m y un ancho de 30 m (Figura 122).



Figura 122: Expansión lateral sobre la margen sur del valle del río Santa Cruz. Las flechas celestes indican el largo del bloque desplazado

En la comarca relevada han sido reconocidos los siguientes factores externos e internos que pueden considerarse condicionantes y desencadenantes de estos movimientos. La mayoría de ellos son similares a los descritos para deslizamientos rotacionales.

1- Factores externos

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

1- Factores internos

- Bajo grado de cohesión interna por baja cementación 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
- Susceptibilidad a la tixotropía de los sedimentos presentes en el subsuelo
- Existencia de potenciales planos y bancos de deslizamiento

Avalancha de rocas

Gran parte de las laderas situadas en la zona del cierre proyectado, específicamente las situadas en los niveles inferiores de la pendiente norte del valle, presenta este tipo de morfología.

Sus particularidades específicas fueron desarrolladas precedentemente en el ítem 4.2.2.4.4. En general se relacionan con removilizaciones de bloques previamente desplazados, tales

como asentamientos rotacionales con elevada fragmentación y dislocamiento, bajo los mecanismos dinámicos de un flujo denso, pudiendo estar ambos sucesos separados por un intervalo de tiempo. Asimismo, algunos de los flujos podrían estar vinculados con expansiones laterales y corresponder a los bancos inferiores que en estos movimientos tienen un comportamiento fluido y son extruidos hacia afuera de la pendiente.

Para los flujos identificados en la comarca relevada se reconocieron los siguientes factores Externos e Internos

1- Factores Externos

- Remoción del apoyo lateral o subyacente por corte de pie de pendiente
- Variaciones climáticas de corto y mediano plazo: Incremento en la tasa de precipitaciones pluviales y nivales

2- Factores Internos

- Bajo grado de agregación entre los componentes clásticos: Si se considera que los flujos son una removilización de bloques previamente deslizados y desagradados.
- Comportamiento plástico y/o tixotrópico de bancos de sedimentitas: Si se considera que los flujos están vinculados con expansiones laterales y corresponden a los bancos que en estos movimientos tienen un comportamiento fluido y son extruidos hacia afuera de la pendiente.
- Bajo grado de cohesión por incremento de la presión interna o presión poral

Caída de Rocas

Se trata de movimientos gravitacionales de baja magnitud, en relación al volumen de roca involucrado en cada evento, aunque de elevada frecuencia. La caída de rocas es definida como el desplazamiento de uno o varios bloques que se desprenden de una ladera empinada. El material en movimiento se traslada en forma aérea. A lo largo de su recorrido, denominado sombra de caída (la que se puede calcular ya que es función de la altura en la que ocurren los desprendimientos y la evaluación previa de los bloques factibles de desplazarse), podrá efectuar golpes, rebotes y rodamientos hasta detenerse. No se trata de un movimiento masivo, más allá que los bloques de tamaño métrico puedan fragmentarse durante su desplazamiento, y por lo tanto no se presentan interacciones ponderables entre fracciones individuales. La frecuencia de este tipo de movimiento en la sección norte del cierre es elevada debido a que en el tope del valle se desarrolla una escarpa volcánica de

inclinación vertical a sub vertical, la que en algunas secciones llega a ser extra plomo. En estos afloramientos el desprendimiento de los bloques de dimensiones métricas se ve favorecido por el diaclasamiento que presentan las coladas basálticas, el que se vincula con la disyunción columnar que presentan y otros sistemas de fracturas de distinto origen, los que localmente llegan a tener densidades muy elevadas. Además de las fracturas verticales referidas el siguiente condicionante son las discontinuidades horizontales vinculadas con el espesor individual de cada colada. Por ejemplo, para las secciones que estuvieron bajo el peso de las glaciaciones, el sistema de fracturación es de elevada densidad de tal forma que los bloques desprendidos son de menor dimensión (Figura 123).



Figura 123: Escarpa volcánica labrada sobre las vulcanitas pertenecientes a los Basaltos Cóndor Cliff, margen norte del valle, en las cercanías del estribo del cierre proyectado. Al pie de la misma se acumulan los bloques que caen desde su pendiente subvertical. En este caso se trata de bloques de tamaño limitado ya que la escarpa muestra ocho coladas superpuestas, fuerte disfunción columnar y esta localidad estuvo bajo el peso de los glaciares, razón por la cual presenta un denso sistema de fracturas.

En cambio, para las áreas que estuvieron fuera de este efecto, el sistema de fracturas es de baja densidad al estar únicamente vinculado con la disyunción columnar y la separación entre coladas basálticas. En este caso los bloques presentan dimensiones métricas muy superiores (Figura 124). El resultado final de este proceso de caída de rocas es una acumulación de bloques que en su conjunto dan lugar a un talud de elevada inclinación que se localiza al pie de la pendiente sub vertical.



Figura 124: Acumulación de enormes bloques caídos desde la escarpa volcánica.

En la generación de caída de rocas fueron identificados en el área relevada los siguientes factores externos e internos

1- Factores Externos

- Exposición de Corona o cicatriz generada por deslizamiento rotacional
- Stress transitorio por onda sísmica

2- Factores internos

- Elevada densidad de diaclasamiento
- Congelifracción

4.2.2.5.1.4 Hidrogeología

La información relativa a la caracterización hidrogeológica está contenida en el Capítulo Hidrogeología, en el cual se presentan los principales datos brindados por el *Estudio hidrogeológico proyecto represas Néstor Kirchner y Jorge Cepernic – Provincia de Santa Cruz.* realizado por Hidroar S.A. Servicios Hidrogeológicos Ambientales. No obstante, a continuación, se realiza una descripción general de los sistemas hidrogeológicos que están presentes en la comarca relevada.

Las características hidrogeológicas del sitio del proyecto se vinculan en forma directa con el clima de la comarca, la naturaleza de las rocas y depósitos que componen la secuencia

estratigráfica, sus permeabilidades, las particularidades de su conformación geomórfica y la hidrología de la misma. Teniendo en cuenta estos factores se puede establecer la presencia de dos sistemas hidrogeológicos principales: Acuífero de Subálveo y Acuífero de Meseta.

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 periodos húmedos el acuífero aporta aguas al río mientras que, en los periodos secos, el proceso es inverso. Para el caso del río Santa Cruz la ecuación favorece un comportamiento influente permanente donde el río aporta al acuífero. Para el caso de los cursos tributarios esta condición en general no se presenta.

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

Como se indicó precedentemente, 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.

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 glacifluviales y por coladas lávicas. Para el caso de los que se encuentran en la zona del cierre proyectado, su existencia esta directamente vinculada con la estratigrafía de la comarca que en forma resumida se compone de una secuencia volcánico 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 glacifluvial, las que a su vez están cubiertas por una serie de coladas correspondientes al Basalto Cóndor Cliff (Figura 125).

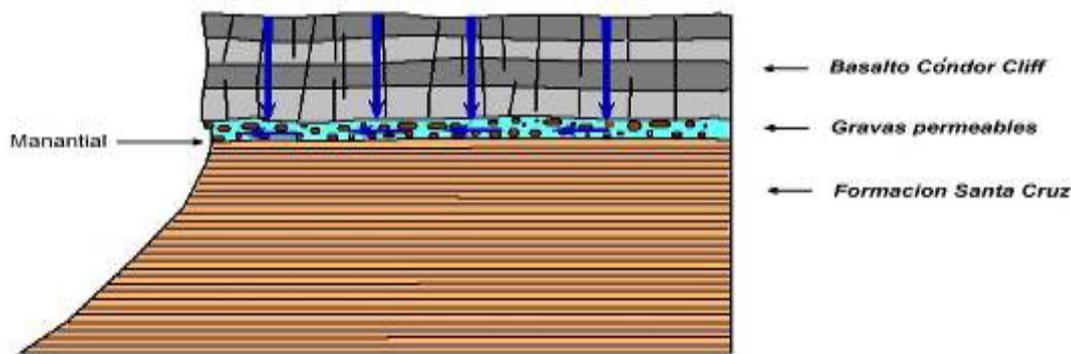


Figura 125. Sistema hidrogeológico del acuífero de Meseta presente en la comarca relevada

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 detallará 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 glacifluvial, 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 125). 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 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 126).



Figura 126: 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 volcániclastica 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 126, 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 127 se observa la evidencia de una laguna de este tipo que durante las observaciones de campo estaba desprovista de agua.



Figura 127: 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 estacional que da lugar a niveles freáticos secundarios locales e intermitentes en cotas inferiores a su posición. En este sector se localizara la sección norte del proyectado cierre NK

Debido a que estos cuerpos lacustres están situados sobre el plano de una falla cóncava relacionada con el bloque desplazado, 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 (Figuras 119 y Figura 120). Esos freáticos secundarios asociados con bloques desplazados tienen una estabilidad muy limitada.

4.2.2.5.2 Geología de la Comarca del Cierre Jorge Cepernic

4.2.2.5.2.1 Estratigrafía

Introducción

El área relevada (Figura 128 y en Anexo Mapas Mapa Geológico de la Presa JC) se encuentra en la región de la Patagonia Extrandina, en la sección austral de la Provincia de Santa Cruz.

La misma se extiende como una superficie de 10 km de lado sobre ambos laterales y el piso del valle del río Santa en su sección media, a 130 km al este del nacimiento de este curso fluvial en el lago Argentino.



Figura 128: Comarca relevada en detalle, delimitada en traza negra, dentro de la cual se localiza el futuro cierre de la presa JC. Se indica la posición del represamiento y futuro embalse

La presa JC se construirá en una sección del valle del río Santa Cruz que no fue afectada directamente por las glaciaciones patagónicas, aunque llegaron a esta localidad los aportes glacifluviales de las mismas que dieron lugar a una serie de niveles escalonados labrados sobre ambos laterales del valle en el cuerpo de las sedimentitas terciarias.

De entre los niveles glacifluviales más destacados sobresalen los correspondientes a Pampa Alta y La Australasia, aunque fuera del área representada en los mapas (Figura 129), mientras que en su entorno se localizan las terrazas glacifluviales correspondientes y vinculadas a las glaciaciones pleistocenas que tuvieron lugar más al oeste y fueron denominadas por Strelin y Malagnino (1996) La Fructuosa y Cerro Fortaleza.

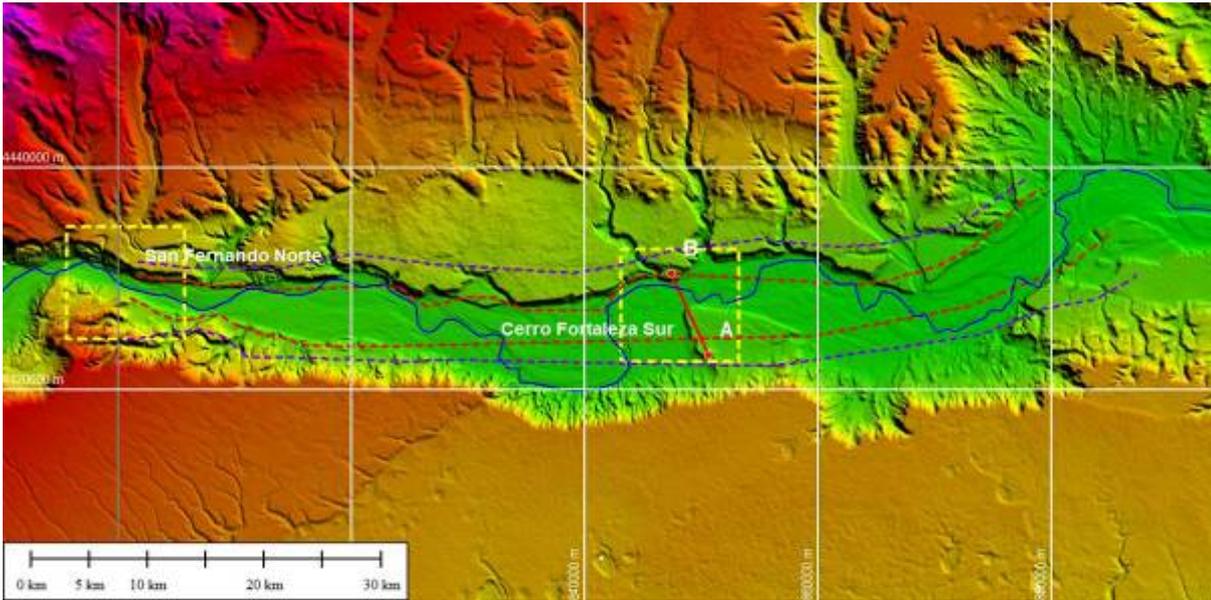


Figura 129: Tramo del valle del río Santa Cruz donde se desarrollan las terrazas labradas en las sedimentitas terciarias, en parte cubiertas coladas basálticas. También se indica la localización de los perfiles longitudinales de las terrazas San Fernando (líneas punteadas azules) y Cerro Fortaleza (líneas punteadas rojas) que se extienden sobre ambas márgenes del valle entre ambos presas (NK y JC). A la derecha se señala la zona del mapeo realizado en JC sobre el cual se indica en trazo rojo la Sección A-B del perfil ilustrado en la Figura 130.

Debe destacarse que los niveles correspondientes a la penúltima glaciación denominada Arroyo Verde I y II fueron severamente afectados por un evento de creciente catastrófica que se desplazó por el valle, dando lugar a su parcial sepultamiento y erosión. Como ha sido indicado precedentemente, este suceso tuvo su origen en el desagote repentino del paleolago Argentino que se situaba en la actual cuenca superior del río Santa Cruz.

La estratigrafía de la comarca se completa con la existencia de coladas volcánicas de composición basáltica que se extienden sobre la margen norte del valle, las sedimentitas terciarias de la Formación Santa Cruz y los depósitos modernos de edad holocena.

En la Tabla 8 se muestra la estratigrafía del sector investigado y representado en los mapas geológicos y geomorfológicos de la Presa JC (Anexo Mapas: Mapa Geológico de la JC y Mapa Geomorfológico de la Presa Jorge Cepernic).

CUATERNARIO	HOLOCENO	Depósitos eólicos Depósitos lacustres Depósitos de remoción en masa Depósitos de cono aluvial Depósitos de llanura aluvial Depósitos de terraza aluvial superior
	PLEISTOCENO	Depósitos glacifluviales de la Terraza El Tranquilo

		Depósitos glaciales de la Terraza Arroyo Verde I y II y de flujo catastrófico indiferenciados
		Depósitos glaciales de la Terraza La Frutuosa y de la Terraza Cerro Fortaleza, indiferenciados
TERCIARIO (fundamentalmente Neógeno)	PLIOCENO	Basaltos Cóndor Cliff
		Depósitos glaciales de la Terraza San Fernando
	MIOCENO	Formación Santa Cruz
	MIOCENO EOCENO	Formación Estancia 25 de Mayo

Tabla 8: Cuadro estratigráfico del sector correspondiente al área de mapeo de detalle de la presa JC

Las unidades referidas se describen a continuación.

Formación Estancia 25 de Mayo (Mioceno)

Las particularidades generales de estas unidades ya han sido tratadas en el ítem 4.2.2.4.1. "Patagoniano", Formación Estancia 25 de Mayo, Formación Monte León, Formación Centinela (Eoceno-Mioceno). En la comarca de estudio la Formación Estancia 25 de Mayo ha sido identificada únicamente en el subsuelo a partir de sondeos geológicos.

Formación Santa Cruz (Mioceno-Eoceno)

La caracterización general de la estratigrafía y litología de la Formación Santa Cruz puede consultarse en el ítem 4.2.2.4.1.

Los afloramientos más cercanos a la zona relevada se sitúan 4 km al sur de la misma y fuera de ella. Con la finalidad de establecer una caracterización sedimentológica vecina de esta unidad formacional, se realizaron observaciones sobre el camino que conecta la localidad del cierre con el sitio del Campamento y Villa Temporal JC. En la sección superior de esta formación, a la cota de los 353 m afloran saltuariamente areniscas y limolitas intercaladas 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 estériles. Estos afloramientos se localizan entre la

cota de los 322 y 305 m, desarrollando un espesor total de 15 metros (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).



Figura 130: Areniscas tenaces de la Formación Santa cruz, con concreciones y estratificación entrecruzada en cubeta

Sobre el corte artificial existente en este último afloramiento, 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, compuestos de areniscas medianas y gruesas de color gris, con estructura de sedimentación entrecruzada en cubeta y en la cual son abundantes las concreciones estériles esféricas y elongadas. 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

Depósitos glaciafluviales de la Terraza San Fernando (Plioceno)

Se trata de acumulaciones generadas luego de un proceso de profundización del previo Nivel III La Australasia (fuera del área relevada en los mapas pero observable en la Figura 129), al que posteriormente siguió un incremento de caudales y carga asociado con una nueva glaciación. Esta situación dio lugar a la formación de una nueva planicie glaciafluvial encauzada (San Fernando), situada por debajo del indicado Nivel III y acompañada de procesos de expansión del piso glaciafluvial en formación, mediante los mecanismos de la planación lateral. La base de esta acumulación guarda una relación discordante erosiva con

las sedimentitas de la Formación Santa Cruz. Asimismo se destaca que este depósito está cubierto por los extensos mantos lávicos basálticos que al desplazarse sobre ella la sepultaron parcialmente suavizando los subniveles de su relieve original.

Basaltos Cóndor Cliff (Plioceno)

Con posterioridad a la configuración del glacifluvial La Frutuosa tuvieron lugar una serie de erupciones volcánicas al norte del valle que emitieron coladas lávicas (Figura 131).

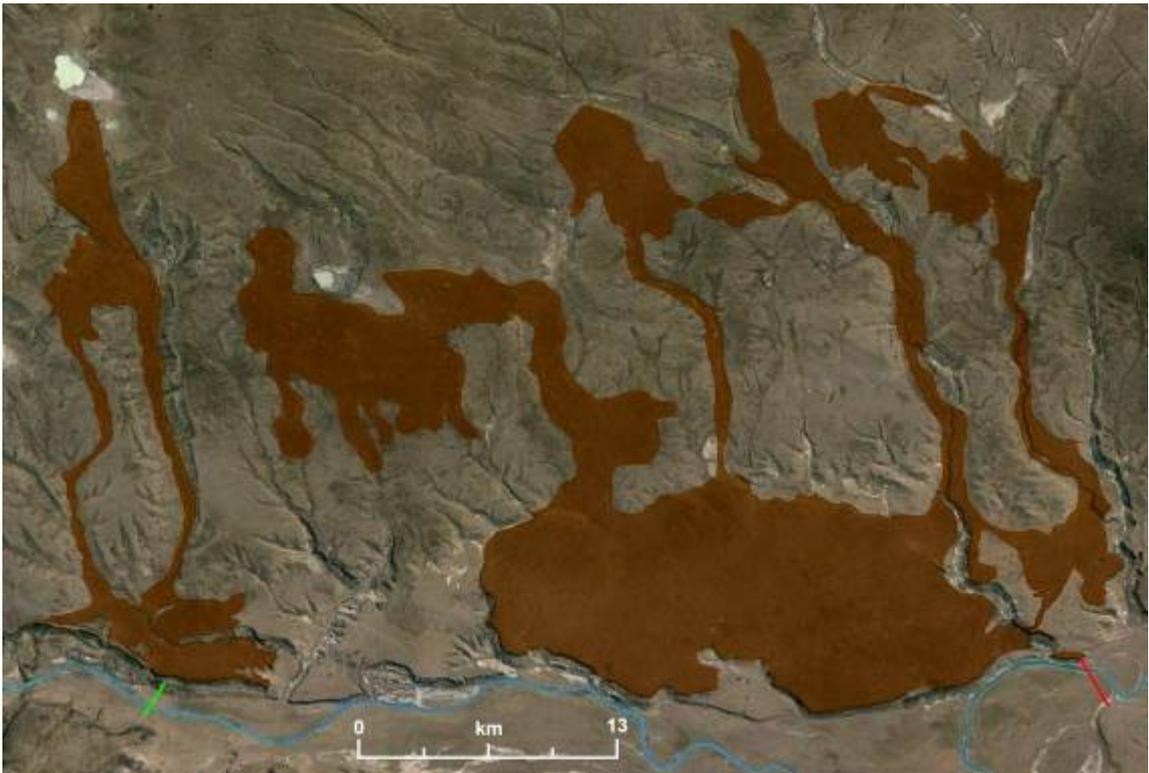


Figura 131: Coladas lávicas del Basalto Cóndor Cliff. La traza roja señala el cierre JC mientras que la verde indica el cierre correspondiente a NK

Estas lavas corresponden a basaltos alcalinos que presentan una signatura de distribución de elementos traza incompatible, que es propia de magmas intraplaca sin influencia de subducción.

Depósitos glacifluviales de la Terraza La Frutuosa y de la Terraza Cerro Fortaleza indiferenciados (Pleistoceno)

Estas acumulaciones son mapeadas en forma conjunta e indiferenciada debido a que en el cuerpo de las mismas están presentes varios subniveles que dificulta su separación precisa. Su mayor desarrollo se da en el sector sur del eje de presa mientras que sobre la margen

norte su exposición areal es más limitada debido a procesos erosivos vinculados a los sistemas glacifluviales posteriores (Figura 129 y Figura 132).

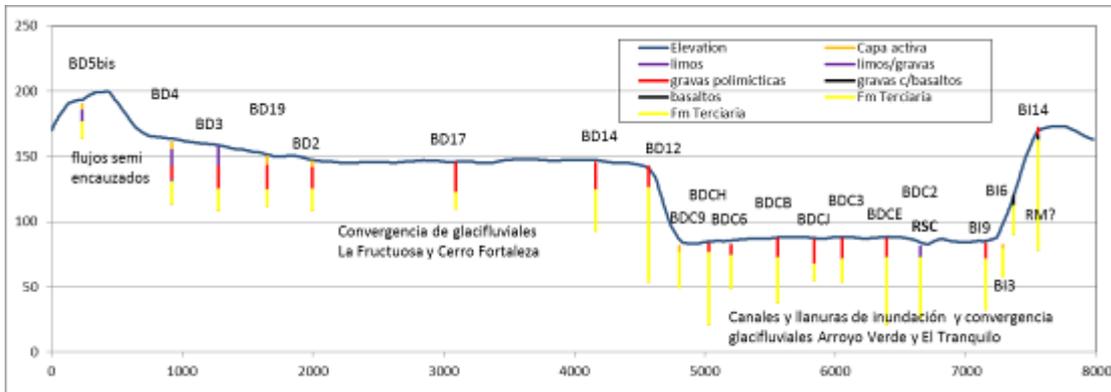


Figura 132: Sección A-B del valle del río Santa Cruz (su ubicación se señala en la Figura 129) sobre el eje de la presa JC. Sobre la sección se proyectan los perfiles de las perforaciones realizadas sobre ambas márgenes del valle (BD, margen derecha; BI, margen izquierda; RM Remoción en Masa)

En general se trata de una acumulación de gravas de diversa granulometría, polimícticas, redondeadas, de variada petrología entre las que la mayoría son volcánicas, con una participación subordinada de plutónicas y de sedimentitas de elevada tenacidad. En cortes someros del terreno se puede apreciar que además de las granulometrías referidas esta acumulación tiene una matriz de arenas dominante y limos subordinados.

En el testigo de la perforación BD17 (Figura 132), se registran 22 m de gravas y bloques correspondientes a los depósitos glacifluviales. Los bloques se concentran en los primeros 7 m y aunque no se lo menciona en la descripción del perfil, seguramente predominan los de composición basáltica (Basaltos de Cóndor Cliff).

En el reconocimiento de campo se observaron bloques semienterrados de dimensiones métricas que en su mayor parte son de vulcanitas correspondientes a los Basaltos Cóndor Cliff (Figura 133).



Figura 133: Acumulación de bloques y gravas gruesas en la terraza glacifluvial

Depósitos glacifluviales de la Terraza Arroyo Verde I y II y acumulaciones de flujo catastrófico indiferenciados (Pleistoceno)

Las acumulaciones glacifluviales vinculadas con la Glaciación Arroyo Verde tienen una presencia discontinua en el piso del valle del río Santa Cruz debido a que con posterioridad a su conformación fueron sepultadas y erosionadas por el flujo catastrófico que se desplazó desde las cercanías de la embocadura del río Santa Cruz hasta el océano Atlántico. Por esta causa no siempre se conservan sus rasgos superficiales.

No se ha podido comprobar directamente en el campo la potencia de estas acumulaciones conjugadas debido a la ausencia de exposiciones, aunque de acuerdo a los datos de las perforaciones realizadas, como se observa en la perforación BDCJ (Figura 132), sus espesores alcanzan algo más de 17 m. Superficialmente constituyen una acumulación de gravas de variada granulometría, de diámetro medio de 5 cm, polimícticas y redondeadas, con arenas subordinadas.

Depósitos glacifluviales de la Terraza El Tranquilo (Pleistoceno)

Constituyen una acumulación de gravas y arenas de granulometría variable y desarrollo muy limitado a los márgenes del cauce actual del río Santa Cruz donde están parcialmente segmentadas por la acción de la dinámica fluvial holocena.

Las gravas son polimícticas, están bien redondeadas y alcanzan un diámetro medio general de 5 cm con bloques de hasta 15 cm de diámetro, también polimícticos y bien redondeados, destacándose que el depósito es en gran parte la removilización de las gravas pertenecientes a los niveles glacifluviales de Arroyo Verde y a la acumulación del flujo catastrófico.

Depósitos de terraza aluvial inferior y llanura aluvial (Holoceno)

Los depósitos modernos del río Santa Cruz se encuentran encajados en el cuerpo de las acumulaciones previas, especialmente las vinculadas con el flujo catastrófico y los depósitos de la terraza El Tranquilo. Configuran una angosta faja que acompaña al río por ambos lados y también incluye sus cauces inactivos. La acumulación, tanto en su petrología como en su granulometría, no difiere de la que está presente en los depósitos glacifluviales referidos y los correspondientes al flujo. Se destaca que en gran parte estas fracciones clásticas no podrían ser transportadas por las corrientes tractivas que actualmente tiene el río Santa Cruz (Figura 134).

Acumulaciones fluviales también se observan en los cursos tributarios, especialmente en los que se localizan en el lateral sur del valle donde los cauces se encuentran bloqueados y con circulación restringida por efecto de las acumulaciones del flujo catastrófico, aunque en estos casos se trata de limos y arcillas con arenas finas subordinadas.



Figura 134: Características granulométricas de la llanura aluvial y margen de la terraza inferior del río Santa Cruz en la localidad de la presa JC.

Depósitos de cono aluvial (Holoceno)

Tienen baja presencia y se relacionan con los cursos fluviales tributarios. Se conforman de arenas y limos con gravas subordinadas.

Depósitos de remoción en masa (Holoceno)

Las acumulaciones derivadas de movimientos de remoción tienen una presencia muy limitada y se localizan en general sobre la margen norte del valle. Se trata de

cenoglomerados y bloques parcialmente dislocados y fragmentados derivados de deslizamientos rotacionales, avalancha de rocas y expansiones laterales.

Depósitos lacustres y eólicos (Holoceno)

En ambos casos se trata de acumulaciones de poco espesor y muy limitado desarrollo areal. Las acumulaciones eólicas consisten en limos y arenas finas a medianas que se disponen en forma variables (parabólica, hoyos de soplido y mamiforme), formando parte del nivel edáfico superior y/o configurando colas de arenas de poca entidad al reparo de la vegetación arbustiva o con nacimiento en cubetas de deflación. Por su parte las acumulaciones lacustres se componen de limos y arcillas que se localizan exclusivamente en el seno de cubetas eólicas situadas en la superficie de las coladas basálticas. Eventualmente se observan en secciones de cauces parcial o totalmente inactivos con circulación fluvial restringida.

4.2.2.5.2.2 Geomorfología

Introducción

El análisis general de las formas del paisaje permitió identificar la existencia de una serie de unidades y subunidades geomórficas bien definidas, algunas activas y otras inactivas a relicticas, vinculadas con los diferentes procesos geomórficos que desarrollan y han desarrollado sus acciones en la zona investigada (ver Anexo Mapa Geomorfológico de la Presa Gobernador Jorge Cepernic). Teniendo en cuenta esta consideración genética, las formas reconocidas han sido agrupadas de acuerdo a los siguientes procesos formadores del paisaje: Fluvial, Glaciario, Remoción en Masa, Volcánico, Eólico y Lacustre. Sus particularidades se describen a continuación:

Morfología Fluvial

Configura cuatro unidades geomórficas principales:

- Río Santa Cruz
- Tributarios del río Santa Cruz
- Pedimento de Flanco
- Abanico Aluvial

Río Santa Cruz

Se trata de unidad geomórfica fluvial integrada por el cauce activo, cauces inactivos, llanura de inundación, barras y terrazas aluviales adyacentes.

El cauce activo del río Santa Cruz desarrolla en la zona investigada un hábito meandriforme con un radio de curvatura variable desde amplio en su primera sección a otro más limitado en el segundo tramo. Asimismo, en la sección fluvial correspondiente a la traza de la futura represa, su recorrido es rectilíneo. De todas formas no son meandros libres ya que en lugar de estar contenidos en una faja de llanura de inundación, están encajados en el cuerpo de acumulaciones pleistocenas, mostrando que se trata de una plataforma heredada y excavada por efecto de un rejuvenecimiento holoceno.

En la comarca se observan además cauces inactivos que muestran evidencias de divagación no continua a partir de varios tipos de eventos entre los que se destacan el proceso de la rectificación de cauces por desborde ocurridos durante sucesos de crecientes, por el corte de cuello de meandro e incluso por procesos de avulsión.

Estos cambios en el recorrido del río, específicamente los relacionados con la rectificación por desborde, dieron lugar al abandono súbito de una parte del cauce y a la generación de los cauces inactivos observados. Por otra parte, son también reconocidas las geoformas relacionadas con la deriva progresiva del cauce, 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) lo que demuestra que además de ser meandros excavados son del tipo esculpido. Formas secundarias tales como barras laterales y centrales tienen lugar en trechos muy limitados. Estas geoformas integran la llanura de inundación que presenta un ancho relativamente regular aunque de mínimo desarrollo y con exiguas expansiones locales.

En la mayor parte de la generación de las geoformas referidas precedentemente tuvo una incidencia superlativa el evento de creciente extraordinaria que se desplazó por el valle y que fue originado por el vaciamiento súbito del Paleolago Argentino. La misma ejerció un fuerte control morfológico y sedimentario en la evolución que con posterioridad tuvo el río Santa Cruz.

Asimismo, a ambos lados de la referida planicie de inundación, se observan niveles de terrazas aluviales bajas, de superficie suavemente irregular, las que en su mayor parte se vinculan con las acumulaciones derivadas de la referida creciente excepcional.

Tributarios del río Santa Cruz y sus Abanicos Aluviales

Los ríos tributarios tienen mínimo desarrollo sobre ambos laterales del valle, aunque alcanzan una mayor presencia sobre su margen izquierda. En la mayoría de los casos se trata de ríos de régimen estacional o temporario que solamente se activan como respuesta a las precipitaciones pluviales locales y/o fusión de la nieve estacional. No obstante se observa una excepción que corresponde a un curso fluvial situado en la localidad de Basalt Glen o cañadón Basalt, que penetra parcialmente por el ángulo noreste de la comarca relevada, el cual posee un régimen permanente a causa de su extensa cuenca. Tienen un diseño subdendrítico, con evidencia de controles especialmente morfológicos, una densidad baja y textura gruesa. Por su parte, los situados sobre la margen sur descienden desde la meseta situada en ese sector y al llegar al piso del valle tienen un notable quiebre de rumbo hacia el este, desde donde siguen su recorrido contra la pendiente del valle sin llegar a conectarse con el río Santa Cruz. La causa de esta singularidad se debe a que el flujo catastrófico sedimentó su anterior conexión fluvial y los endicó. Los conos aluviales vinculados con estos sistemas de drenaje impedido no tienen desarrollos destacables.

Pedimento de Flanco

Quedan definidas con este nombre las superficies de pendiente que fueron labradas en su mayor parte sobre las sedimentitas continentales de edad terciaria, y en menor grado, sobre las vulcanitas y acumulaciones de gravas y arenas glaciafluviales. En general tienen una cubierta somera de derrubio.

Morfología Glaciaria

Introducción

La mayor parte de la superficie incluida dentro del área relevada está constituida por una serie de niveles de terrazas glaciafluviales escalonadas, las que se componen de una acumulación de espesor variable de gravas y arenas, que sobreyacen a las sedimentitas terciarias mediando entre ambas unidades una superficie discordante erosiva.

Estas terrazas glaciafluviales fueron estructuradas por el agua de fusión de los glaciares que durante el Pleistoceno se localizaron hacia el oeste y que si bien no llegaron hasta el ámbito de la comarca relevada, lo hicieron hasta la localidad de Cóndor Cliff, donde se proyecta el cierre NK. Las características regionales y locales de estos eventos glaciares ya fueron descritas precedentemente.

Como ya se indicó, en la comarca de la presa JC han sido reconocidas cuatro terrazas glaciafluviales principales (ver Mapa Geomorfológico), aclarándose que dos de ellas se han

agrupado en un solo nivel. Esta indefinición se debe a que en general cada nivel de terraza glacifluvial está integrado de una serie de subniveles menores de tendencia longitudinal convergente. Por lo tanto, ante la falta de una topografía de mayor detalle no se puede establecer una separación más precisa. En todos los casos se trata de antiguas planicies glacifluviales encauzadas donde desde las de mayor edad y altura hasta las más jóvenes y bajas, el ancho disminuye progresivamente, destacándose que cada faja se encajó en la precedente, de tal forma que en el área relevada desde el nivel superior más antiguo al inferior más moderno existe un resalto de aproximadamente 120 m, a lo largo del cual se sitúan escalones topográficos pronunciados. Sus descripciones se realizan a continuación.

Terraza San Fernando (Nivel IV)

Configura la terraza de mayor edad y altura de las que se localizan en la comarca relevada correspondiente al emplazamiento de la represa JC. De superficie suavemente inclinada al cuadrante este, tiene una cota que supera los 300 m a la altura de Cóndor Cliff y descendiendo de 220 a 200 m en el área relevada en este informe. Se la reconoce con mayor precisión sobre la margen norte del valle, donde aparece especialmente cubierta por coladas basálticas. Las gravas y arenas que componen dicha terraza poseen un probable origen glacifluvial, aunque no se ha podido reconocer hasta el presente las acumulaciones morénicas vinculables. Sobre su superficie todavía puede ser reconocido un megahábito entrelazado, el que es característico para sistemas fluviales de régimen permanente y elevada descarga de caudales estacional, factores vinculados con sistema emisarios de glaciares.

Terrazas La Frutuosa (Nivel V) y Cerro Fortaleza (Nivel VI) indiferenciadas

Por debajo de la referida terraza San Fernando, a una cota variable entre 140 y 160 m y a ambos lados del valle se reconocen varios subniveles que corresponden a las terrazas La Frutuosa (Nivel V) y Cerro Fortaleza (Nivel VI). Es probable que el nivel de mayor desarrollo y continuidad que se localiza en la margen sur del valle corresponda a la Terraza Cerro Fortaleza (Figura 135), mientras que los subniveles situados en la margen norte, de menor desarrollo areal y severamente compartimentados, se vinculen en su mayor parte con la Terraza La Frutuosa y en forma menor con la Terraza Cerro Fortaleza.

La terraza situada en la margen sur del valle se caracteriza por presentar un registro morfológico bien conservado del sistema fluvial de hábito megaentrelazado en el cual están presentes paleocauces de baja sinuosidad separados por barras elongadas. En este caso, a diferencia de lo que se observa sobre la Terraza San Fernando, el sistema glacifluvial tiene un rumbo general este-sudeste. Esta terraza fue originalmente la planicie glacifluvial estructurada por el agua de ablación de la Glaciación La Frutuosa, que corresponde a la

segunda glaciación de todas las que han sido reconocidas en esta región. Con posterioridad a ella y durante un periodo interglaciar, el ancestral río Santa Cruz disminuyó su caudal y carga variando a un sistema monocanal que se indentó en las acumulaciones existentes estableciéndose así la estructuración definitiva de la Terraza La Fructuosa. Por su parte, la Terraza Cerro Fortaleza fue inicialmente la planicie glacifluvial de la glaciación homónima.



Figura 135: Superficie de la Terraza Glacifluvial Cerro Fortaleza localizada en la margen derecha del valle del río Santa Cruz

Terrazas Arroyo Verde I y II (Nivel VII) y acumulaciones de flujo catastrófico indiferenciados

La sucesión de nuevos avances y retrocesos glaciares posibilitaron la estructuración de las terrazas glacifluviales claramente encauzadas correspondientes a los niveles Arroyo Verde I y II. Si bien se trata de superficies de terrazas de mayor juventud que las anteriores, en ellas no es posible reconocer los rasgos del hábito megaentrelazado que caracterizan los sistemas de cauces y barras que configuraban su superficie de transporte fluvial. Esta particularidad se debe a que sobre ellas existe un patrón de rasgos morfológicos particulares vinculados con un proceso de inundación súbito que modificó los referidos sistemas originales. El mismo se vincula con ya descrita corriente catastrófica que se desplazó por el valle del río Santa Cruz luego del retroceso de la Glaciación Arroyo Verde II. Si bien es posible diferenciar los dos niveles vinculados con los dos Estadales de ésta glaciación, gran parte de estas terrazas glacifluviales han sido sepultadas y parcialmente erosionadas por el referido evento vinculado con el vaciamiento repentino del Paleolago Argentino.

Morfología de Remoción en Masa

Las geoformas vinculadas con procesos de remoción en masa se localizan en su mayor parte sobre el lateral norte del valle del río Santa Cruz. Por su parte, sobre su lateral sur están presentes en forma muy aislada y a diferencia de lo observado en la margen opuesta, se trata en general de movimientos del tipo flujos. En la margen norte se identificaron las siguientes tipologías: Deslizamiento rotacional, Avalancha de rocas, Expansión lateral, Caída de rocas y Movimientos de remoción en masa complejos indiferenciados.

Los deslizamientos rotacionales constituyen los movimientos de mayor presencia debido al fuerte condicionamiento que tiene con las características litológicas y estructurales que están presentes en la pendiente afectada ya que se vinculan, casi en su totalidad, con secuencias volcánico-clásticas y epiclásticas horizontales donde las sedimentitas terciarias y cuaternarias subyacen a coladas basálticas. La morfología individual de los bloques asentados no es muy definida debido a que cada componente se dislocó severamente durante el desplazamiento. En cambio son fácilmente reconocidas las cicatrices cóncavas que presentan cara libre labrada sobre las vulcanitas. Al pie de estas geoformas se observan avalanchas de rocas locales que probablemente sean removilizaciones de los bloques previamente deslizados. También se observan expansiones laterales, aunque en este caso el área de afectación es más limitada. En todos los casos observados estos movimientos se localizan exclusivamente en el ámbito de las sedimentitas terciarias coronadas por coladas. La caída de rocas tiene lugar a lo largo de la cara libre labrada sobre el coronamiento de las coladas basálticas. Los bloques desprendidos se acumulan al pie de la escarpa dando lugar a una carpeta de talud de elevada inclinación e inestabilidad.

Morfología Volcánica

Se encuentran exclusivamente sobre el lateral norte del valle donde se manifiesta como una serie de coladas basálticas superpuestas que en sus sectores distales avanzaron en forma encauzada 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.

En todos los casos fueron emitidas por centros efusivos situados al norte y noroeste del valle, a distancias de entre 25 y 50 km, que no han dejado aparatos volcánicos fácilmente distinguibles. Su disposición tabular implica que las coladas se desplazaron cubriendo terraza glacifluviales preexistentes, tal como se puede apreciar en los mapas relevados y en la figura 40. Incluso, durante su desplazamiento se derramaron sobre los desniveles existentes entre terrazas escalonadas. La Terraza San Fernando ha sido parcialmente sepultada por estas efusiones lávicas

Morfología Eólica

El proceso eólico se manifiesta a partir de la existencia de dunas de diversa tipología, destacándose las 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. Hacia la sección distal, estas formas gradan a mantos de arena sin morfología distintiva. El aporte clástico inicial que permitió la formación de las dunas parabólicas provino de las arenas que el río Santa Cruz aporta sobre su llanura de inundación y que son

deflacionadas durante los periodos de aguas bajas. Asimismo, parte importante del material arenoso proviene de la deflación de las arenas que se localizan sobre las secciones de cauces inactivos y en pendientes pedimentadas donde se nutren del retrabajo de depósitos glaciales y de sedimentitas terciarias.

Morfología Lacustre

Son de dos tipos principales: 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.

En el primer caso la generación de las cuencas lacustres se produce 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 la acumulación vinculada con el flujo catastrófico que se desplazó por el valle. El mismo funciona como un represamiento lateral, razón por la cual las cuencas cerradas presentan un patrón elongado.

En el segundo caso, las cuencas 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. En general tienen una cubeta central ocupada estacionalmente por una laguna. Las de mayor tamaño llegan a presentar una serie de anillos concéntricos que se componen de crestas de playa.

4.2.2.5.2.3 Peligro Geológico

Como para el caso del cierre proyectado NK 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 JC 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.

4.2.2.5.2.4 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 descritas para la zona del cierre proyectada de NK 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 NK. Incluso, aguas arriba del proyectado cierre de JC, 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 Patagoniense (Formación Monte León- Formación Estancia 25 de Mayo). 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).



Figura 136: 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 se 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 JC, 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 glaciales de la Pampa Alta (Figura 137).

El primero de ellos se localiza en la base (flecha verde) de la Gravas Glaciales 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 137: 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 parda claro corresponde a la Pampa Alta

4.2.2.6 EL SISTEMA DE GLACIARES DEL CAMPO DE HIELO PATAGÓNICO SUR DE DESCARGA ATLÁNTICA, LAGOS ARGENTINO Y VIEDMA Y RIOS SANTA CRUZ Y LA LEONA

4.2.2.6.1 El Campo de Hielo Patagónico Sur

El Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) configura un extenso conjunto de glaciares de valle que se extienden en el ámbito de los Andes Patagónicos a lo largo de 370 km de

longitud, entre los 48° 17´ y 51° 35´ de latitud Sur, cubriendo aproximadamente 14.200 km² de superficie (Figura 138).

Configura una dilatada extensión de hielo derivada de la transformación de la nieve acumulada, que perdura en la cordillera Andina Patagónica desde el último avance glacial que tuvo su clímax en esta región alrededor de los 24 a 18 ka B.P. (Strelin y Malagnino, 2000).

Su persistencia temporal no se debe únicamente a la altura de la topografía andina y su localización austral, la que es más bien modesta, sino además a las condiciones meteorológicas particulares que existen en esta región, donde los vientos regulares provenientes del Oeste descargan la humedad recogida sobre el océano Pacífico en la cordillera patagónica.

En estas masas de aire, al ascender por la vertiente andina Occidental, comienza la condensación de la humedad hasta que tiene lugar una intensa precipitación pluvial comparable a la que cae en los cinturones tropicales. La misma es de 4000 mm anuales en la zona sur del CHPS (Estación meteorológica de Bahía Félix), hasta alcanzar tasas máximas de 8000 mm anuales para la Meseta Central del CHPS, como indica el mapa de isolinia de la Dirección General de Aguas (1987) y confirman Escobar *et al.* (1992) a partir del balance hídrico que realizan. Si se tiene en cuenta que en la zona del lago Argentino las precipitaciones varían desde 364 mm a 60 mm (Ibarrzabal y Donangelo, 1996) con una media de 200 mm anuales, se verifica la notable dispersión que tienen las mismas desde el margen andino occidental al oriental.

Con un 90% de días del año con lluvia, el descenso de la temperatura por altura, latitud y condición estacional da lugar a precipitaciones níveas que se acumulan perennemente hasta transformarse en hielo, el que alimenta a los glaciares que descienden por la vertiente atlántica, hasta los lagos argentinos, y por la vertiente pacífica, hasta los fiordos chilenos.

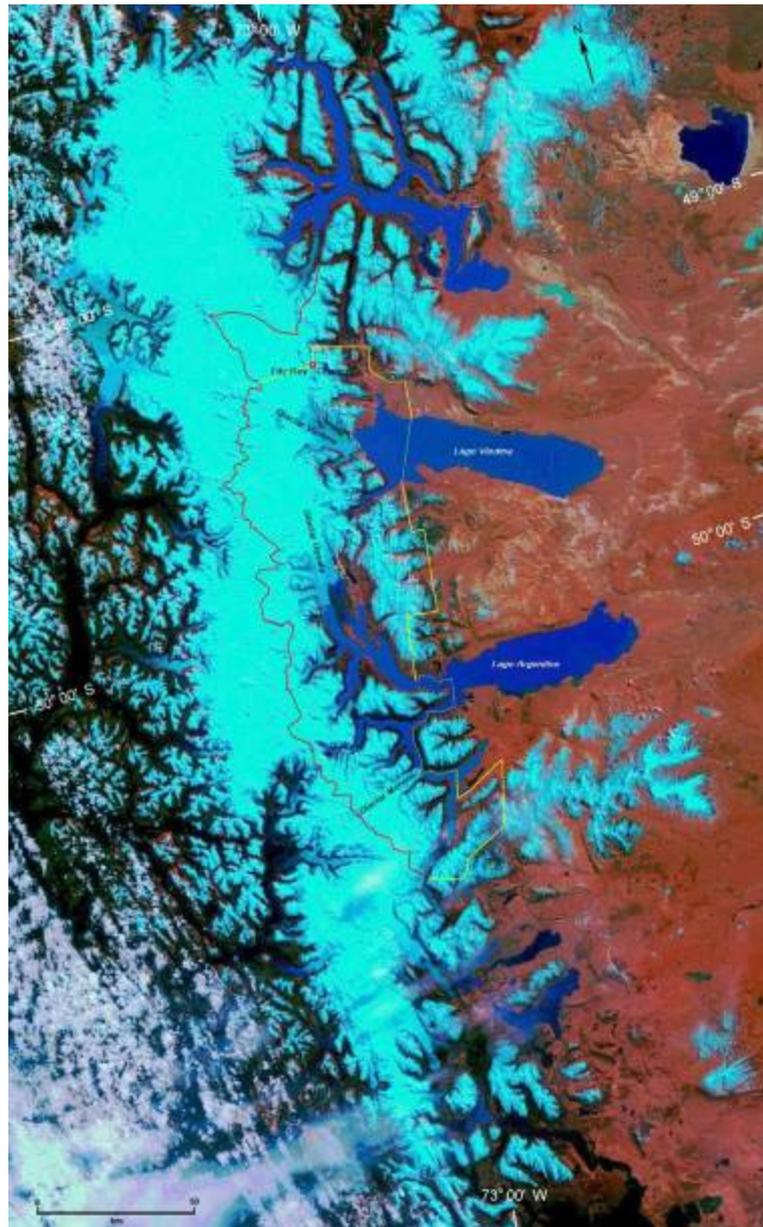


Figura 138: Campo de Hielo Patagónico Sur. La traza roja indica la divisoria de hielo y por lo tanto la superficie del campo que luego de su fusión drena a lo largo del río Santa Cruz. Imagen del satélite argentino Sac-C.

Formando parte de este campo glaciario, existen en territorio argentino más de 55 lenguas de hielo bien definidas, a las que se suman un gran número de glaciares de circo que se encuentran desconectados del campo principal. Entre los primeros y más destacables se mencionan, desde el Sur hacia el Norte, los siguientes:

Frías, Perito Moreno, De la Hondonada, Ameghino, De Mayo, Laguna Escondida, Aguilera, Occidental, Oriental, Norte del Cerro de Mayo, Este del Brazo de Mayo, Spegazzini, Peineta Norte, Peineta Sur, Del Totalizador, Onelli, Bolados, Agassiz Sudeste, Agassiz Este, Agassiz

Norte, Upsala, Bertachi, Cono, Tosello, Murallón, Del Aterrizaje, Viedma, Río Túnel Superior, Río Túnel Inferior, Grande, Adela, Torre, Río Blanco, de los tres, Fitz Roy Este o Piedras Blancas, Fitz Roy Norte, Pollone, Marconi, Morro Alto, Gorra Blanca Sur, Gorra Blanca Norte, Gagliero Sur, Gagliero Este, Milodón Sur, Milodón Norte.

El agua de ablación de estas masas de hielo es recepcionada por los lagos Argentino y Viedma y finalmente conducida al Océano Atlántico por el río Santa Cruz. Aniya *et al.* (1996) contemplan que un total de 3177 km² de superficie englazada aportan agua al río Santa Cruz. En este análisis consideran únicamente a los mayores glaciares que son el Viedma, Upsala. Agassiz, Onelli, Spegazzini, Mayo, Ameghino, Moreno y Frías. Si bien esta magnitud no incluye otros glaciares, especialmente los que se sitúan al Norte del Viedma y que tributan al río Las Vueltas, este déficit es en parte balanceado con la pérdida de masa de hielo que tuvieron los glaciares referidos desde 1996, especialmente el Upsala. En relación con este tema, durante el siglo pasado la pérdida de superficie englazada de la totalidad del CHPS desde 1944 a 1986 fue de 500 km², según Naruse y Aniya (1992).

De todos los glaciares que integran el CHPS, tres se destacan por su magnitud, disímil comportamiento y porque son los de mayor importancia en relación al aporte de agua a los lagos Viedma y Argentino y, por lo tanto, como reguladores de los caudales de los ríos La Leona y Santa Cruz. Ellos son el Moreno, el Upsala y el Viedma. Si bien los tres presentan sus frentes ingresando en las aguas de los lagos Argentino (glaciares Perito Moreno y Upsala) y Viedma (glaciar Viedma), sus dinámicas difieren notablemente y pueden considerarse para dos de ellos (Moreno y Upsala), casi diametralmente opuestas demostrando el dispar comportamiento que llegan a tener glaciares que pertenecen al mismo Campo de Hielo por causa que no necesariamente guardan directa relación con factores de índole climático.

4.2.2.6.1.1 Glaciar Moreno

Se trata del glaciar más conocido del CHPS, tanto en el ámbito nacional como en el internacional. Su fama se debe a que presenta la posición del frente en una condición que algunos consideran de equilibrio (Aniya y Skvarca, 1992), aunque esta cuestión es discutible debido a que los eventos de desestabilización que se generan durante los endicamientos no permiten establecer taxativamente esta conclusión a mediano largo plazo, sobre todo si se tiene en cuenta que este glaciar muestra un progreso sostenido desde el año 1900 cuando se estableció que su frente en avance se localizaba a 750 m de la península Magallanes.

El referido adelantamiento posibilita la colisión de su frente contra la península Magallanes, evento que bloquea en forma temporaria al brazo Rico. Este endicamiento, de duración

breve, finalmente colapsa con gran espectacularidad dando lugar a un incremento en la altura del lago Argentino y un aumento de caudal en el río Santa Cruz.

Dinámica glaciaria

Flujo glaciario

El Moreno es un glaciar de régimen templado o base húmeda que se desplaza por una combinación de movimientos en los que participan en primer término el resbalamiento basal, seguidos por el flujo plástico y el cizallamiento basal, este último especialmente en su sección terminal.

El desplazamiento por resbalamiento basal es actualmente considerado el proceso de mayor importancia en el flujo glaciario del Moreno (Sugiyama et al. 2011)

El desplazamiento diferencial en el cuerpo del glaciar queda evidenciado por la presencia de un denso sistema de fracturas abiertas de tres tipos principales: transversales, oblicuas al eje mayor del glaciar y radiales.

Las fracturas transversales son generadas por el escalonamiento que presenta el substrato rocoso sobre el que se traslada el glaciar (Figura 139 y 140) y se localizan especialmente en su sección intermedia, en parte en las inmediaciones de la línea de equilibrio.

Las fracturas oblicuas (Figura 141 y 142), tienen lugar por la diferencia de velocidad que tiene la lengua de hielo entre la faja central que se desplaza a mayor velocidad (superior a los 2 m/día) y las fajas laterales que lo hacen a velocidades más lentas, por ejemplo a 0,30 m/día en margen derecha, situación que da lugar a esfuerzos tensionales que se resuelven con el patrón de fracturación y fallamiento oblicuo referido.

Por su parte, las fracturas radiales se generan especialmente en la sección terminal de la lengua glaciaria por la expansión que se produce en esa zona cuando el frente del glaciar se expande parcialmente en dirección de los brazos Rico y de los Témpanos. Esta expansión probablemente tenga importancia en la pérdida de masa del glaciar ya que probablemente, al combinarse con las otras fracturas referidas, facilita el desprendimiento de témpanos en el frente del glaciar.

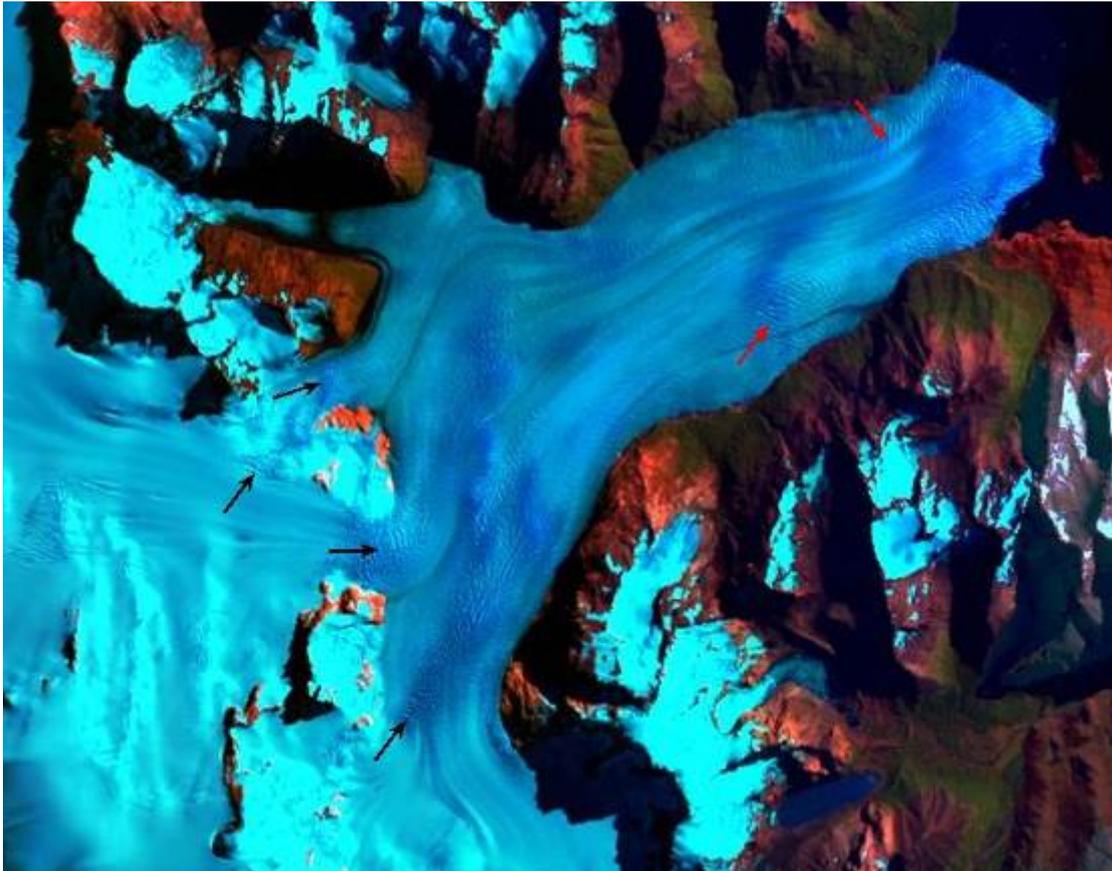


Figura 139: Sistemas de fracturas transversales (señaladas con flechas negras) y oblicuas (flechas rojas) sobre el área de ablación del glaciar Moreno. Registro satelital Landsat TM de marzo de 2001.



Figura 140: Resaltos en el perfil longitudinal del glaciar Moreno, los que dan lugar a la estructuración del sistema de fracturas transversales al flujo del glaciar.



Figura 141: Sistema de fracturas oblicuas en la margen derecha del glaciar Moreno donde la tasa de desplazamiento es baja. La cubierta clástica corresponde a clastos angulosos de diversa granulometría que son transportados en la superficie del glaciar (Foto obtenida en noviembre de 1990).



Figura 142: Detalle de una grieta oblicua al eje longitudinal de la lengua de hielo (Foto obtenida en noviembre de 1990).

Por su parte, las evidencias de movimientos por cizallamiento basal pueden reconocerse en el frente del glaciar, especialmente cuando tiene lugar el proceso de endicamiento del brazo Rico. Este evento da lugar a un esfuerzo compresivo distal al colisionar el frente del glaciar con la península Magallanes, el que se resuelve mediante la generación de fallas de muy bajo ángulo que comienzan en el contacto del substrato rocoso involucrando en el suceso a la suela glaciaria. Esta falla se extiende como un plano cóncavo hacia la superficie del glaciar atravesando su cuerpo. Sobre esta superficie de discontinuidad se desplaza la masa de hielo en movimiento cabalgando sobre el prisma de hielo inmóvil que no se puede desplazar por efecto de los afloramientos rocosos que forman parte de la península Magallanes.

La referida falla inversa puede ser visualizada fácilmente debido a que el bloque cabalgante tiene incorporados en su base una parte de los materiales clásticos presentes en la base del

glaciar de tal forma que aparecen intercalados en el cuerpo intermedio del mismo (Figura 142).



Figura 142: Corrimientos cabalgantes generados por cizallamiento basal en el frente del glaciar Moreno. Evidenciado por las facturas cóncavas y acumulaciones de till basal situado en el plano de las mismas, el que fue desplazado desde la base de la lengua hasta la posición intermedia. La fotografía fue obtenida durante el endicamiento del año 2012.

La velocidad de desplazamiento medida en la zona de ablación intermedia del glaciar Moreno, de acuerdo a diferentes autores, es de aproximadamente 2,64 m/día (Raffo, 1953) en la faja central, mientras que en las márgenes disminuye hasta 0,35 metros diarios.

Por su parte Stuefer (1999), realizó una investigación detallada del movimiento de la superficie del glaciar sobre tres secciones también situadas en la zona de ablación, una longitudinal (L) y dos transversales (A y B) las que son ilustradas en la Figura 143, que le permitió obtener los siguientes resultados:

Determino un desplazamiento de la superficie del glaciar que va desde los 2,06 m/día a 0,30 m/día (Figura 143), que representan valores medios para los datos del movimiento de estacas a lo largo de 5 días en el mes de noviembre de 1995.

Asimismo, estableció para las transectas que definió como L, A y B, una distribución de velocidades para cada estación del año que se ilustran en las Figura 144 8, que permiten visualizar que para el intervalo temporal considerado, las velocidades son mínimamente superiores durante el verano y que además esta tendencia se manifestó en la comparación

del movimiento de la superficie del glaciar investigada entre el verano 95-96 y el verano de 96-97.

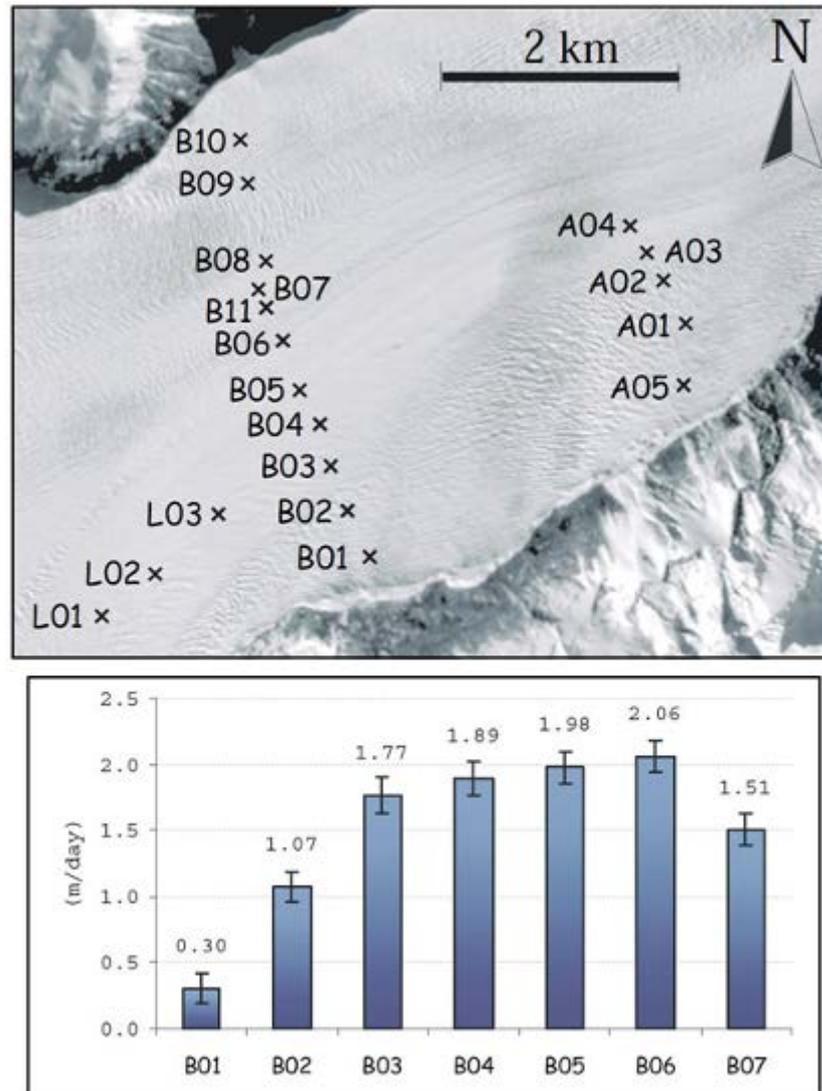


Figura 143: Valores de velocidad obtenidos por Stuefer (1999), para las secciones del glaciar Moreno que se sitúan aproximadamente a 9.8 km (transecta B) y 5.3 km (transecta A) de la península Magallanes. Fuente: Stuefer (1999).

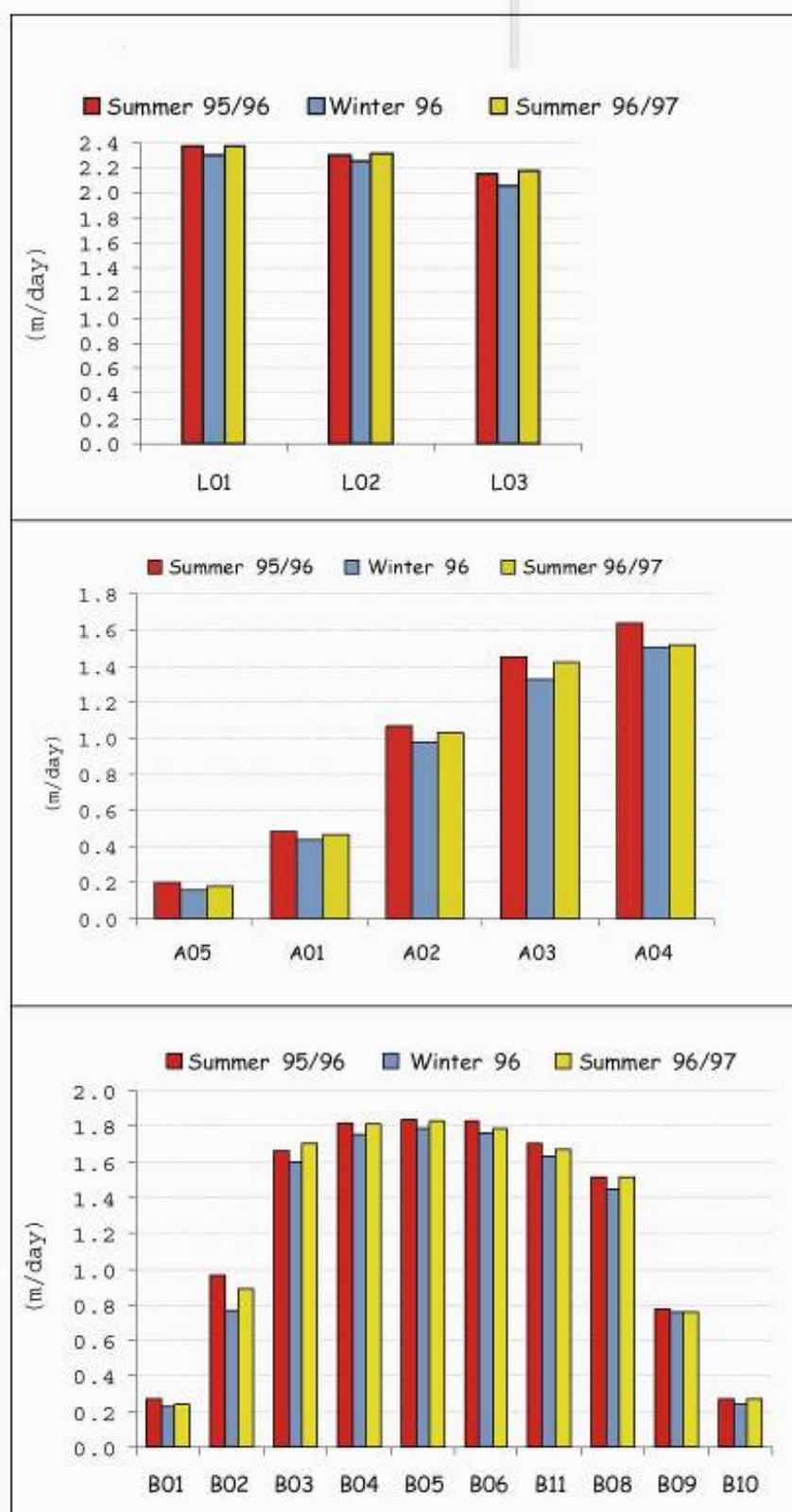


Figura 144: Variación estacional de la velocidad del movimiento de la superficie del glaciar Moreno.
Fuente: Stuefer, (1999)

Dinámica del endicamiento del brazo Rico

De acuerdo con los primeros estudios realizados sobre este cuerpo de hielo (Hauthal, 1911; Reichert, 1915; Reichert, 1917; Raffo et al, 1953), el glaciar Perito Moreno inicio un progresivo avance cuyo comienzo no ha podido establecerse con certeza, aunque se estima que lo hace desde 1880. El primer avance documentado previo al cierre del año 1917, fue detectado en el año 1900 cuando su frente se localizaba a 750 m de la península Magallanes.

El siguiente cierre fehacientemente documentado, considerado como el segundo, tuvo lugar en 1934-35, mientras que en 1939-1940 ocurrió el tercer evento, situación que ocasiono la inundación de terrenos adyacentes al brazo Rico al elevarse el nivel del agua en 11,5 metros anegando terrenos de pastoreo e instalaciones de las estancias del lugar. Ante un pedido de ayuda de parte de los superficiarios afectados, aviones de la Marina bombardearon el frente del glaciar con la intención de destruir el endicamiento sin lograrlo (Raffo et al., 1953).

El cuarto cierre ocurrió en 1941-1942, fue muy prolongado y estuvo acompañado de una de las mayores elevaciones del nivel del brazo Rico, el que de acuerdo a distintos autores oscilo entre los 14,90 y los 17 metros.

En 1951-1952 se registró el quinto cierre importante que tuvo una duración de 221 días, mientras que en 1952-1953 un nuevo endicamiento elevo el nivel del lago un valor de 14,40 metros. El siguiente cierre tuvo lugar en el año 1956. Otros cierres destacables fueron registrados en 1972, 1975, 1977, 1980, 1984, 1988, 2004, 2006, 2008 y 2012. En el año 2013 ocurrió un nuevo endicamiento de duración muy breve que no llego fortalecerse.

Registros sobre los referidos avances del glaciar Moreno han sido sintetizados por Liss (1970) para el periodo 1899-1966 y por Stuefer (1999) para el lapso 1947-1995 (Figura 145 y 146 respectivamente).

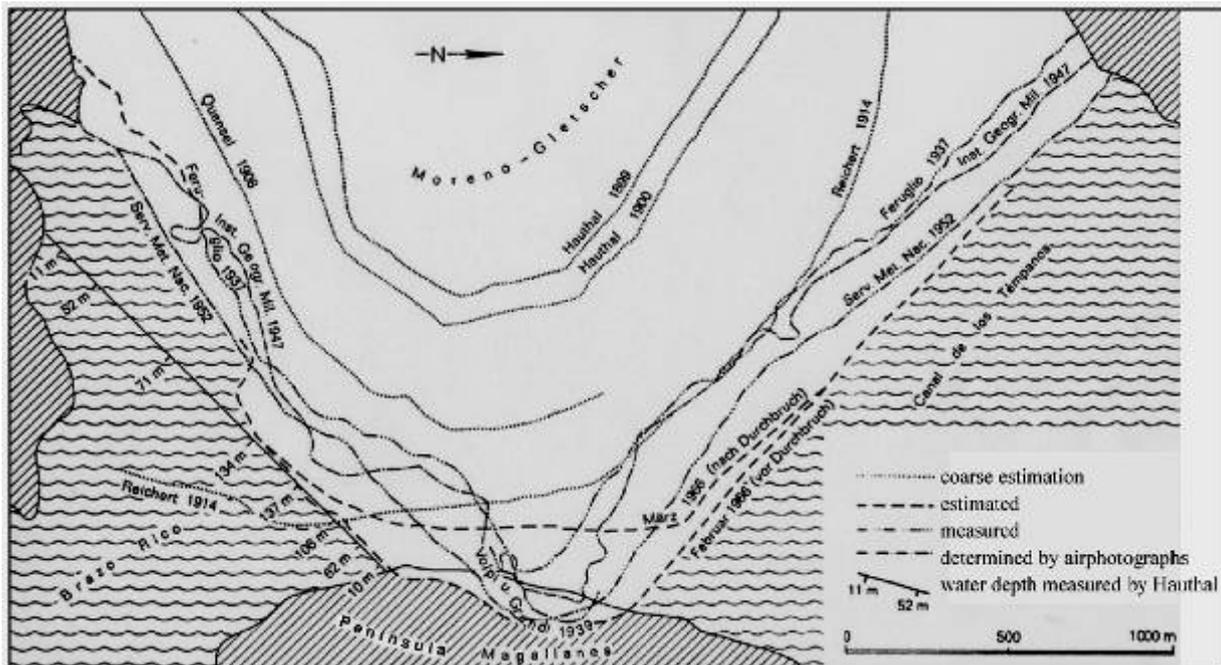


Figura 145: Posiciones del frente del glaciar Moreno entre 1899 y 1966. Fuente: Liss, (1970)

Si bien la línea de vegetación marca el límite al que llegó el lago temporario sobre el brazo Rico, existen otras evidencias de mayor relevancia que son del tipo morfológicas y sedimentarias que señalan posiciones más elevadas que las referidas. Estos registros geológicos pueden ser observados a lo largo del perímetro del brazo Rico. Los mismos configuran cordones lacustres y depósitos de deltas, en algunos casos superpuestos y en otros casos segmentados, relacionados con los cursos tributarios que ingresan al mismo. Esta geofomas y acumulaciones fluvi lacustres son indicadores que el nivel del lago alcanzó en algunas ocasiones alturas del orden de los 25 metros (Figura 147).

El proceso de cierre tiene lugar cuando el frente del glaciar avanza hasta colisionar con el extremo oeste de la Península Magallanes. Debido a que la base del glaciar apoya sobre el substrato rocoso, el mismo se comporta como una represa y bloquea al brazo Rico.

Este último recibe aportes de agua que provienen del glaciar Moreno, del Glaciar Frías y de cursos fluviales de importancia menor, los que dan lugar a la progresiva elevación del nivel del brazo endicado. La duración del bloqueo y por lo tanto la elevación del nivel del lago temporario, depende de cómo se resuelven las tensiones diferenciales que tienen lugar en el extremo del glaciar. Sercic (1988) realiza un minucioso análisis de los factores físicos que están involucrados en este suceso concluyendo que si la inundación del brazo Rico supera los 30,8 m, las aguas embalsadas comenzarían a drenar por el cauce del río Centinela, situación que consolidaría definitivamente el bloqueo.

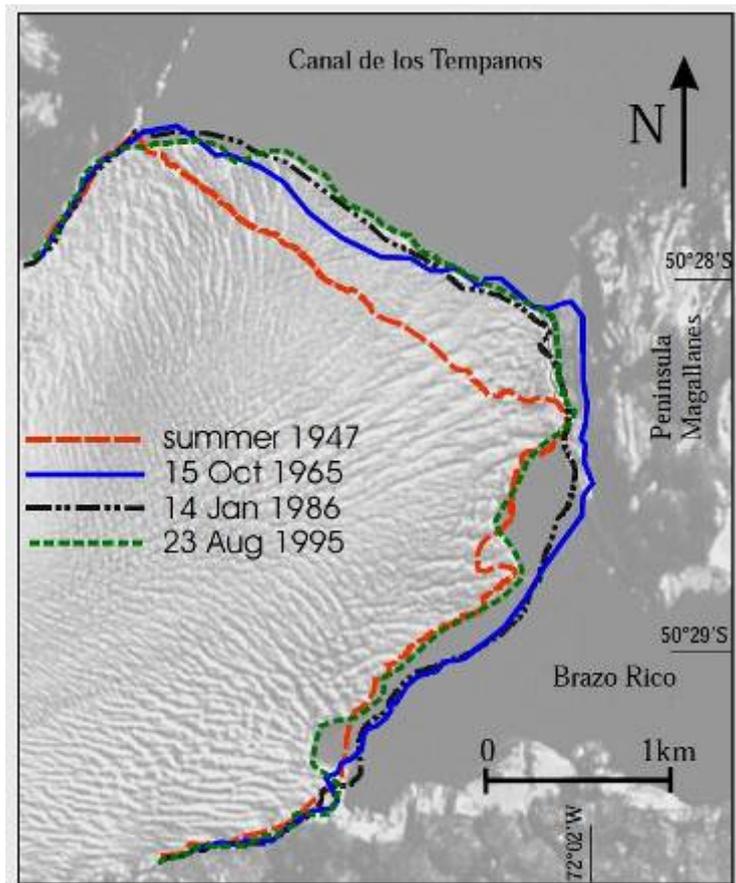


Figura 146: Posiciones del frente del glaciar Moreno entre 1947 y 1995. Fuente: Stuefer, (1999)

Como resultado de la elevación del nivel del brazo Rico y la generación de esfuerzos diferenciales sobre la sección del cierre, se establece una vía de agua subglaciar que permite su progresivo pasaje hacia el canal de los Témpanos. A medida que la ablación progresa, se formaliza un túnel excavado en el hielo (Figura 148), cuyo techo finalmente colapsa.



Figura 147: Evidencia del límite superior de anteriores endicamientos del brazo Rico según una visual desde la margen derecha del brazo Rico (primer plano) en dirección a la península Magallanes (Plano lejano). Foto obtenida en noviembre de 1990.



Figura 148: Etapa de formación del túnel previo al colapso.

Causa del estado dinámico general del glaciar Moreno

Hasta el presente no se ha podido establecer con certeza cuál es la causa de su avance y/o estabilidad.

Sobre esta cuestión existen una serie de conjeturas, ninguna de las cuales ha sido fehacientemente confirmada, y entre las cuales se mencionan las siguientes:

- a) Este glaciar es estable porque ha capturado parte de la cuenca englazada superior del Glaciar Frías (Raffo et al., 1953). Esta presunción se basa en el fuerte retroceso que manifiesta este último cuerpo de hielo durante las últimas décadas en coincidencia con el estado de equilibrio que muestra el Glaciar Perito Moreno, donde ambos glaciares participan de una comarca con características climáticas similares.
- b) La estabilidad del glaciar se relacionaría con episodios de sismicidad que ocurren en la región y ámbito de la cuenca englazada (Raffo et al., 1953). Estos movimientos podrían incorporar mayor volumen de nieve en la cuenca mediante aludes e, incluso, provocar el patinaje y resbalamiento basal del glaciar, situación que incrementaría la velocidad del desplazamiento. Al respecto se señala que el marco geotectónico de la región muestra un arreglo en el cual el glaciar Moreno podría estar sometido a sismos vinculados con la zona de subducción de la Placa Antártica debajo de la Placa Sud Americana, como así también con la transurrencia de esta última con la Placa de Scotia (Figura 149).

Una situación de este tipo se verifica ocasionalmente en el glaciar Hubbard (Alaska) que al reavanzar por efecto de sismos, choca contra la península Gilbert dando lugar al endicamiento del fiordo Russell. La posterior elevación del nivel del agua en este último produce una ruptura similar a la que se da en el glaciar Moreno. Esta situación ocurrió en 1986 y 2002 pero no llegaron a tener gran repercusión debido al aislamiento e inaccesibilidad del sitio.

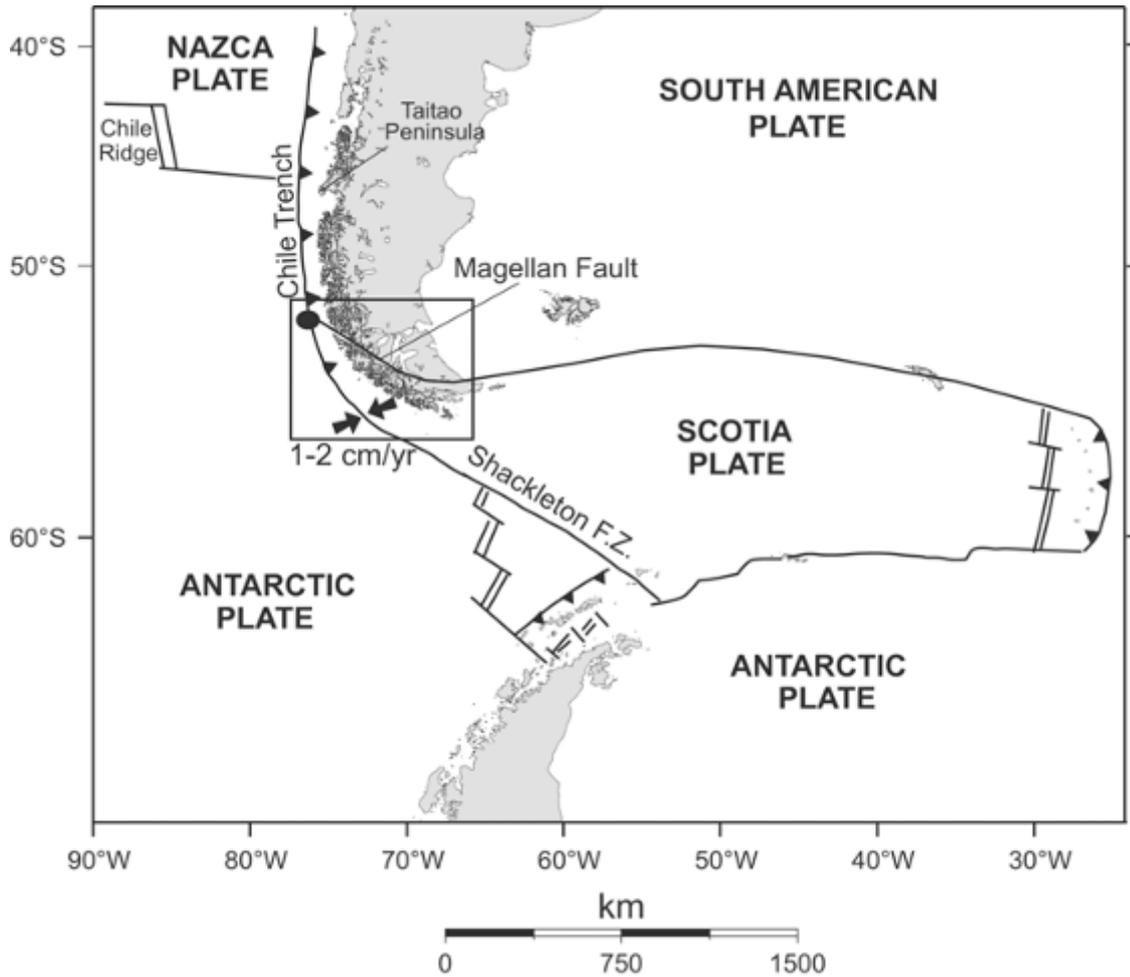


Figura 149: Marco geotectónico para la región austral de Sudamérica.

- c) Características únicas, del tipo morfológico y de orientación de la cuenca de alimentación del glaciar, la que se dispondría de tal forma que gran parte de la nieve estaría protegida de la radiación solar y por lo tanto, de la ablación (Heim, 1946).
- d) Los bloqueos se relacionarían con eventos recurrentes de patinaje basal como consecuencia de la circulación del agua de ablación que en tránsito por la superficie (Figura 150), pasa a través de las fracturas hasta el contacto entre la base del hielo y el substrato rocoso (Figura 151), lubricando esta interface y promoviendo periódicos reavances.



Figura 150: Agua de ablación circulando sobre el Glaciar Perito Moreno, antes de ingresar a la base del glaciar a través del sistema de fracturas. Foto obtenida en noviembre de 1990.

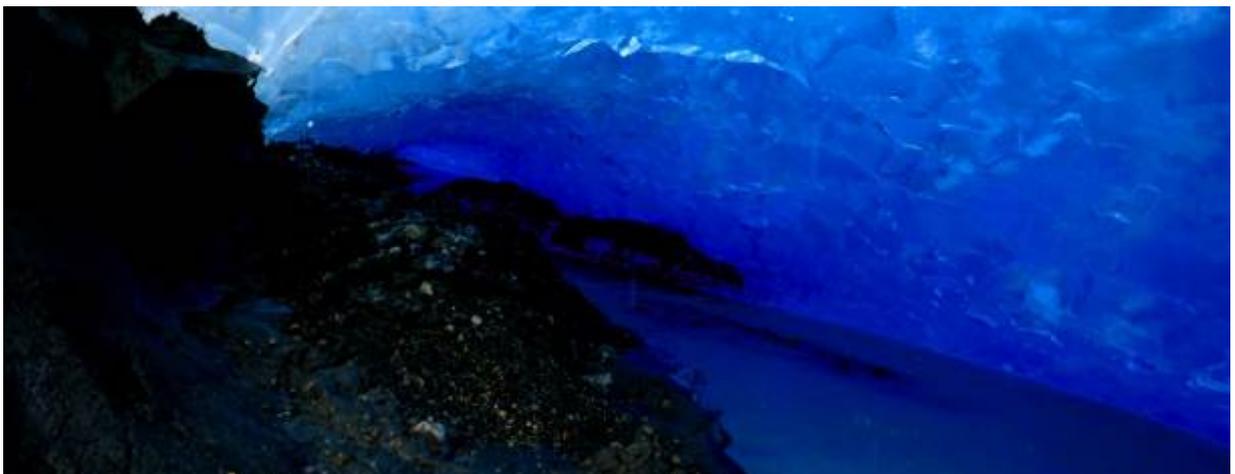


Figura 151: Circulación de agua en la base del glaciar, la margen sur. El túnel se encuentra parcialmente relleno de acumulaciones glacifluviales. Foto obtenida en noviembre de 1990.

- e) Localización de la línea de equilibrio sobre una sección de elevada inclinación donde variaciones significativas de su altura no dan lugar a cambios importantes entre las zonas de acumulación y ablación.

Línea de equilibrio

La línea de equilibrio del glaciar Moreno puede ser rápidamente visualizada en registros remotos debido a que existen entre la zona de ablación inferior y la zona de acumulación superior, variaciones no solamente en los patrones texturales sino además, en sus

respectivas reflectividades. Por ejemplo, en la Figura 152 correspondiente a un registro remoto Landsat TM multibanda, se puede ver la mayor reflectividad que tiene la zona de acumulación mayoritariamente cubierta de nieve, que contrasta con una caída de la misma para la zona de ablación, debido a que en esta última existe una mayor concentración superficial de materiales clásticos y sombras proporcionadas por las fracturas abiertas. La mayor concentración de materiales clásticos poco reflectivos se manifiesta a partir de la ablación del hielo en el cual estos detritos son transportados, los que por esta causa se acumulan superficialmente y por la existencia de materiales en tránsito incorporados por debajo de la línea de equilibrio.

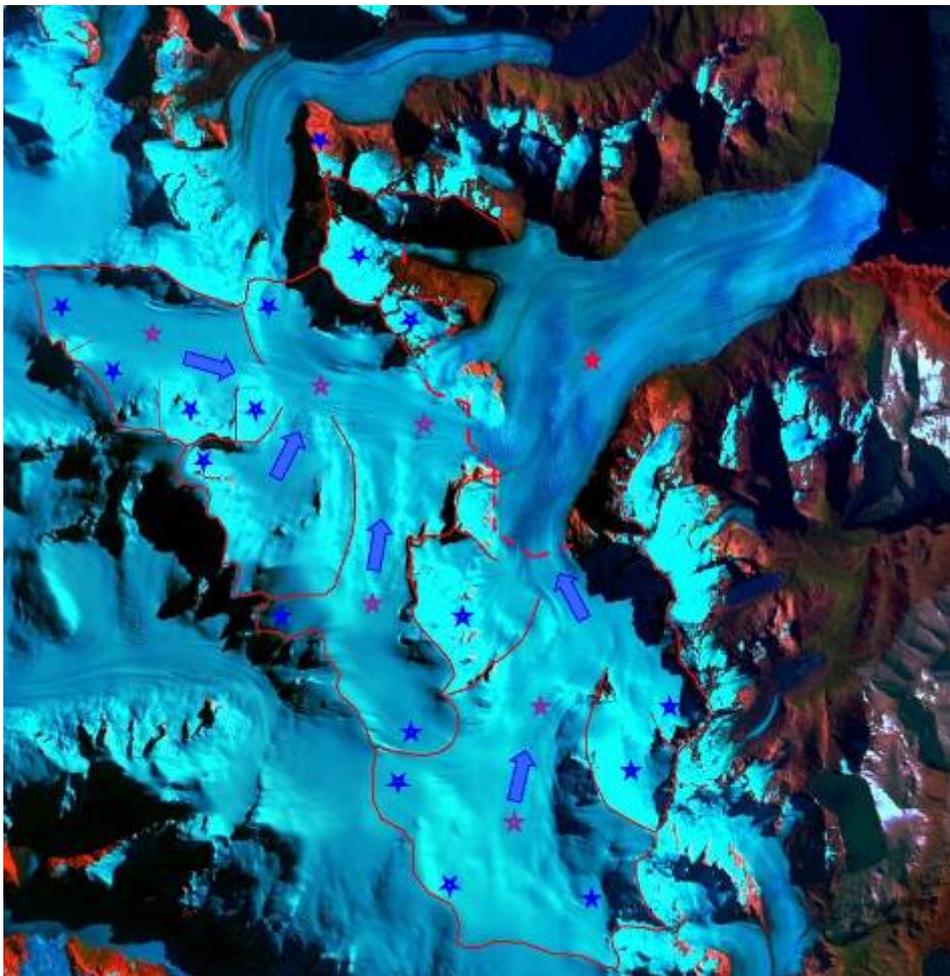


Figura 152: Cuenca del glaciar Moreno según su estado en la imagen satelital Landsat multibanda del 12 de marzo de 2001. La línea cortada roja separa la zona de acumulación superior de la zona de ablación inferior (estrella roja). Los circos y artesas se señalan con estrellas de color azul y violeta respectivamente.

Según Stuefer (1999), la línea de equilibrio se localiza aproximadamente en la cota de los 1170m (Figura 153).

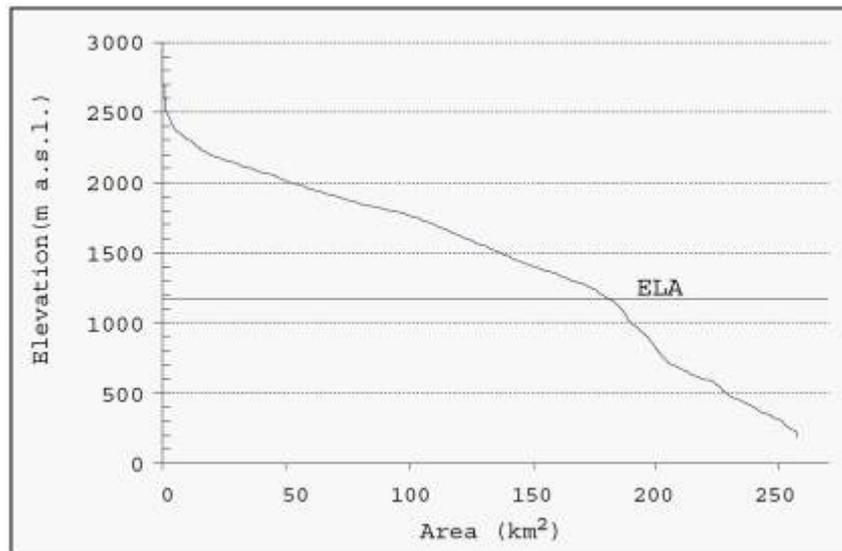


Figura 153: Localización de la línea de equilibrio en el perfil topográfico longitudinal de la superficie del glaciar Moreno según Stuefer (1999)

Su posición se da en una sección del glaciar donde la pendiente de inclinación de la superficie de la lengua de hielo está cercana a la máxima. Esta última se sitúa en la cota inferior de los 1000 metros. Esta particularidad da como resultado que un desplazamiento de la LE hacia abajo, durante un enfriamiento climático, a lo largo de un tiempo dado, generaría una variación resultante mínima de las áreas de ablación y acumulación. Sin embargo esta situación cambiaría si la línea de equilibrio se moviera hacia arriba, en un lapso temporal de similar duración y a lo largo de un entorno vertical idéntico, por causa de una elevación de la temperatura. El contraste se debe a que en la actualidad la LE se sitúa en un quiebre de la pendiente, la que hacia arriba se hace más tendida y hacia abajo más pronunciada. En este caso, para desplazamientos verticales similares, la superficie de ablación aumentaría en mayor porcentaje.

Tasa de acumulación y Tasa de ablación

La información sobre la precipitación y acumulación neta anual que se tiene para el CHPS es incompleta, aunque más abundante para el glaciar Moreno. En este último, uno de los primeros registros fue el de Aristarain y Delmas (1993) que indican una acumulación neta de 1,2 m/año a partir del análisis de un testigo de neviza de 10 m de profundidad obtenido en la divisoria del glaciar. Este valor ha sido considerado muy bajo como para mantener el balance de masas del glaciar y por lo tanto no sería representativo. Más tarde Rott *et al.* (1998) indicaron una acumulación neta promedio de 5,54 m/año de equivalente en agua, considerando el glaciar en estado estacionario y aplicando la ecuación de continuidad de masa. En este caso, este valor es concordante con la magnitud de 6,4 m/año obtenido

anteriormente por Escobar, et al. (1992) a partir de cálculos de balance hídrico con datos de descarga media anual.

Por otra parte, la información pionera sobre valores de ablación superficial en el glaciar Moreno fueron aportados por Naruse et al. (1995a) quienes estiman una tasa de ablación anual para la cota de los 350 m en $11.2 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$ de equivalente de agua/año (12.4 m/año de hielo). Otros estudios realizados posteriormente, arrojaron valores similares, como por ejemplo los de Rott, et al (1998) y Stuefer (1999).

A partir de los datos de los valores de ablación anual de $11.2 \text{ m} \pm 1 \text{ m}$, Naruse et al (1995a) calcula para toda el área de ablación del Moreno (75 km^2) una magnitud de $0.59 \text{ km}^3/\text{año}$. Este valor permite ponderar el elevado volumen de agua que alimenta a los ríos La Leona y Santa Cruz al considerar la ablación superficial para la totalidad de la superficie de los glaciares del CHPS con vertiente atlántica.

Tasa de desprendimiento de témpanos

El desprendimiento de témpanos constituye un proceso de pérdida de masas muy importante que, a diferencia de la ablación de la superficie del glaciar, puede llegar a ser muy irregular. Estos eventos tienen una tasa acelerada en el caso de los glaciares que presentan desprendimiento de témpanos a través del proceso de *calving* acelerado por presentar su sección terminal en condición de flotabilidad. En el proceso de desprendimiento de témpanos el aporte de agua tiene lugar rápidamente con el derretimiento de los mismos en un medio acuático, acontecimiento que se da a una velocidad superior al de la ablación superficial del glaciar.

Al respecto Surfer (1999) indica que el glaciar Moreno exporta $346 \times 10^9 \text{ kg}$ de hielo/año a lo largo de la totalidad de su frente, lo que equivale a $0,38 \text{ km}^3/\text{año}$. Considerando los tres frentes representativos de este glaciar, Las velocidades de desprendimientos son de 670 m/año para el canal de los Témpanos, 509 m/año para la península Magallanes y 420 m/año para el brazo Rico. Todos estos valores son largamente superados para el frente del glaciar Upsala, el que como se verá, tiene desprendimientos del tipo catastrófico.

Teniendo en cuenta los valores de contribución de agua que proporciona el glaciar Moreno cuando se suman los relacionados con la ablación superficial ($0,59 \text{ km}^3/\text{año}$) y la vinculada con la fusión de témpanos ($0,4 \text{ km}^3/\text{año}$), la que es del orden de 1 km^3 anual, se comprende la importancia que tienen estos dos procesos como factores de importancia sobresaliente en la regulación de los niveles de los lagos Viedma y Argentino y por lo tanto en la magnitud de los caudales de descarga de los ríos La Leona y Santa Cruz. Sobre todo cuando en este

análisis se suman los vinculados a los glaciares Viedma y Upsala, especialmente este último ya que muestra una tasa de desprendimientos de témpanos superlativa.

4.2.2.6.1.2 Glaciar Upsala

El glaciar Upsala fluye desde el Campo de Hielo Patagónico Sur hasta el lago Argentino donde se encauza a lo largo de la cabecera del brazo Norte, también conocido como brazo Upsala (Figura 154), presentando una difluencia local que emite un lóbulo en el ámbito del lago Guillermo.

En su sección distal, a diferencia del glaciar Moreno, presenta una condición de gran inestabilidad que permite suponer que la lengua principal encauzada en el canal Upsala está en flotación permanente o pasa por esta condición en periodos recurrentes de gran duración, durante los cuales presenta una notable tasa de desprendimiento de témpanos. Una situación de retroceso similar también tuvo y tiene lugar con el lóbulo divergente que se sitúa en el lago Guillermo.

El glaciar Upsala tiene un tamaño de entre 860 y 900 km², parámetro que es difícil de fijar dada la continua disminución de su superficie a partir del repliegue frontal que presenta como resultado de los referidos desprendimientos de témpanos, eventos que en algunos casos tienen el carácter de excepcionales y que podrían calificarse como catastróficos.

El indicado comportamiento dinámico puede explicarse aceptando que el frente del glaciar no está totalmente apoyado sobre el sustrato rocoso del fondo del lago. Al tener su sección terminal en flotación, se generan en la misma severas tensiones que finalmente se resuelven mediante la separación y transporte de témpanos de grandes dimensiones, proceso facilitado por sistema de fracturas oblicuas y transversales preexistentes (Figura 155 19).



Figura 154: Imagen Landsat TM del Glaciar Upsala correspondiente al 12 de marzo de 2001. Bandas 4-5-3. Se observa un importante evento de desprendimiento de témpanos por calving.



Figura 155: Sistema de fracturas inundadas sobre la sección intermedia del glaciar Upsala, fotografiadas durante un vuelo a baja altura realizado el 11 de noviembre de 2004.

Dinámica glaciaria

Flujo glaciario, causas del estado dinámico, exportación de témpanos, línea de equilibrio

El Upsala es un glaciar de régimen templado o base húmeda como el resto de los glaciares del CHPS. Se desplaza por una combinación de movimientos en los que el resbalamiento basal es el principal proceso dinámico en forma secundaria el flujo plástico. La distribución irregular del movimiento en el cuerpo del glaciar da lugar a un sistema de fracturas oblicuas y transversales.

La dinámica del frente del glaciar ha podido ser analizada con bastante detalle a partir de las observaciones que sobre su sección terminal fueron realizadas desde tiempos históricos hasta las últimas décadas, como son los realizados por Feruglio, 1949; Heim, 1951; Mercer, 1965; Malagnino y Strelin, 1992; Malagnino y Strelin, 1996; Malagnino et al, 1997; Malagnino *et al*, 1998; Malagnino 2004 y Malagnino, 2005 entre otros y los efectuados en el marco de este trabajo. A partir de ellos, se puede establecer que el retroceso del frente del glaciar Upsala durante los últimos 215 años, entre 1800 y fines del 2014 (Figuras 156, 157, 158, 159 y 160) fue el siguiente:

Desde el año 1800 hasta 1931, el glaciar retrocedió a una tasa promedio de 50 m/año, haciéndolo como un glaciar de descarga que probablemente presentaba la base apoyada sobre el fondo del brazo Upsala.

En 1931, sobre la base de información cartográfica de la época se puede reconstruir que el diseño del frente del glaciar era el de una lengua agudamente convexa. Entre los años 1931 y 1981, si bien la tasa de retroceso promedio se mantuvo estable, el comportamiento dinámico del frente glaciario varió substancialmente ya que su repliegue no fue el mismo a lo largo de todo su frente. Por ejemplo, mientras la faja situada en la margen oeste experimentó un retroceso neto de 2 km y la faja central tuvo un retroceso de 2,5 km, lo que dio lugar a una tasa de retroceso de 40 y 50 m/año respectivamente, la margen este se mantuvo en una posición estable, e incluso avanzó varias decenas de metros de acuerdo a lo que se puede observar en los registros remotos de fotografías aéreas multitemporales.

Este comportamiento desigual que presentó el frente del glaciar, con secciones que incluso se desplazaron decididamente hacia adelante mientras otras retrocedían rápidamente, puede ser explicada con las modificaciones que tuvieron lugar en los cursos fluviales que se localizaban en la margen este del glaciar entre 1978 y 1980.

Por ejemplo, a partir del análisis e interpretación de registros remotos se puede verificar que entre las fechas referidas se estableció en la margen izquierda de la lengua un curso fluvial subglaciar marginal que humedeció la plataforma de hielo de esa faja, lubricándola diferencialmente y dando lugar a un fuerte resbalamiento local de la misma, el que sumó este movimiento al que ya tenía la totalidad del glaciar.

Asimismo se puede constatar que entre 1981 y 1993 se produjo un notable cambio en la tasa de retroceso general ya que el frente del glaciar experimentó un repliegue inédito, el que tampoco en esta oportunidad fue regular a lo largo de todo su frente. Por ejemplo, mientras que la margen Oeste retrocedió una distancia neta de 2 km (con una tasa de repliegue de 166 m/año), la margen central lo hizo con una magnitud de 5.5 km (con una tasa de repliegue de 458 m/año). Pero la que se destacó fue la margen izquierda, la que se replegó una distancia neta de más de 8 km, con una tasa de retroceso mayor a los 666 m/año. Estos valores representan incrementos de tres, nueve y trece veces en la tasa de retroceso que este glaciar había tenido durante 50 años, desde 1931 hasta 1981.

En las Figuras 156, modificada de Malagnino y Strelin (1996) y Figura 157, modificada de Malagnino y Strelin (1992), se resumen el retroceso del glaciar Upsala entre el año 1931 y 1993.

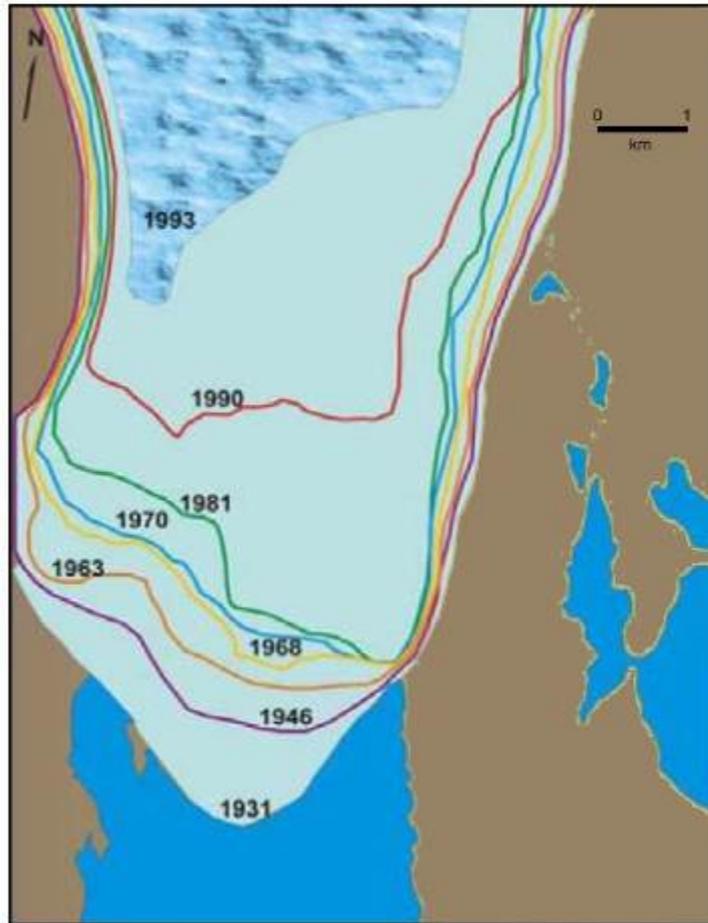


Figura 156: Retroceso del frente del glaciar Upsala entre 1931 y 1993. Modificado de Malagnino y Strelin (1996)

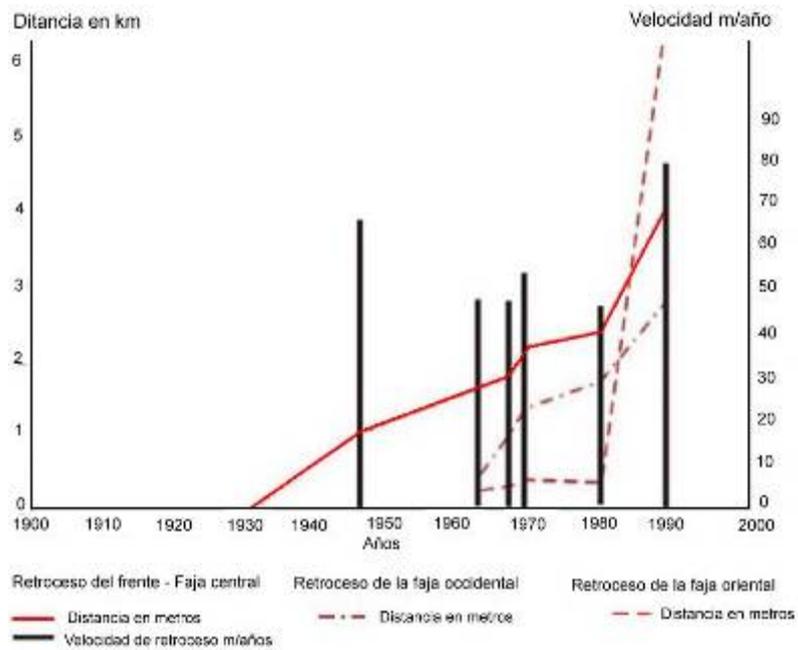


Figura 157: Variación de la tasa de retroceso del frente del glaciar Upsala para las fajas oriental, central y occidental.

La causa de este singular repliegue se debió a que a partir del año 1981 el glaciar Upsala probablemente comenzó a estar permanentemente en flotación posibilitando el desprendimiento de témpanos a partir de la acción del *calving*. Esta presunción no se basa solamente en el inicio de retrocesos acelerados que ocurrieron con posterioridad a ese año sino además, del análisis de los datos históricos que permiten reconstruir el diseño que presentaba el frente del glaciar para el año 1931, claramente convexo, el que más tarde comenzó a ser cóncavo convexo que es más compatible con el margen de un glaciar sometido a sucesos de *calving* acelerado.

Entre 1981 y 1990 el retroceso fue mayor en la faja oriental del glaciar porque esa había sido la zona que durante el periodo previo había reavanzado a partir del deslizamiento basal diferencial. Al hacerlo, sin haber mediado un aporte extra de masa de hielo, toda esta faja que había resbalado basalmente, al adelantarse se adelgazo y perdió espesor (Figura 158), permitiendo así que una gran parte de ella entrara en condición de lengua flotante. Este mecanismo facilitó el desprendimiento local de témpanos por *calving*.



Figura 158: Adelgazamiento de la faja oriental del glaciar Upsala luego de su reavance local diferencial. Fotografía obtenida en noviembre de 1990.

De esta forma, en la referida faja tuvo lugar una acelerada exportación de témpanos que dieron lugar a la generación de una ensenada angosta que se proyectó varios km hacia el norte (Figura 159).



Figura 159: Formación de una ensenada marginal a la lengua glaciaria luego del evento de reavance local de la faja oriental y posterior exportación de témpanos por calving acelerado. Fotografía obtenida en noviembre de 1990, se puede observar que para esta fecha el frente del glaciar se encontraba a la salida del valle Agazzis o Valle de las Américas.

En el gráfico de la Figura 157, modificado de Malagnino y Strelin (1992), puede observarse el dramático repliegue que tuvo el frente del glaciar en la faja correspondiente a su margen oriental entre 1980 y noviembre de 1990 y el contraste que muestra este suceso cuando se lo compara los retrocesos que ocurrieron sincrónicamente en las fajas central y occidental. La generación de la referida ensenada, posibilitó que la zona distal del glaciar dejara de estar

confinada a los márgenes del brazo Upsala y por lo tanto comenzó a expandirse lateralmente, haciéndolo en forma progresiva desde el borde Este hacia el Oeste. El resultado de esta última condición dinámica se tradujo en un gradual adelgazamiento de todo el frente de la lengua distal, el que progresa desde el oriente dando lugar a que cada zona alcanzada por este efecto se adelgazara y comenzara a flotar, presentando desprendimientos de témpanos generalizados mediante el proceso de *calving* (Malagnino y Strelin, 1996).

Entre noviembre de 1990 y noviembre de 2004 el glaciar Upsala retrocedió de manera irregular con periodos en los cuales el repliegue rápido, entre 1990 y 1993, (Figura 156), menos acelerado entre 1994 y 1996 y notablemente rápido a partir de 1997 (Figura 160).

En el lapso de los 11 años transcurrido entre noviembre de 1990 y noviembre 2004, el frente del glaciar se replegó aproximadamente 4200 m a una tasa media de 260 m/año, conservando la ensenada situada en la margen izquierda de la lengua, tal como se puede apreciar en la fotografía aérea oblicua obtenida en el mes de noviembre del año 2004 (Figura 161). Esta fotografía fue registrada solamente un mes antes que la imagen satelital de alta definición que se ilustra en la Figura 160.

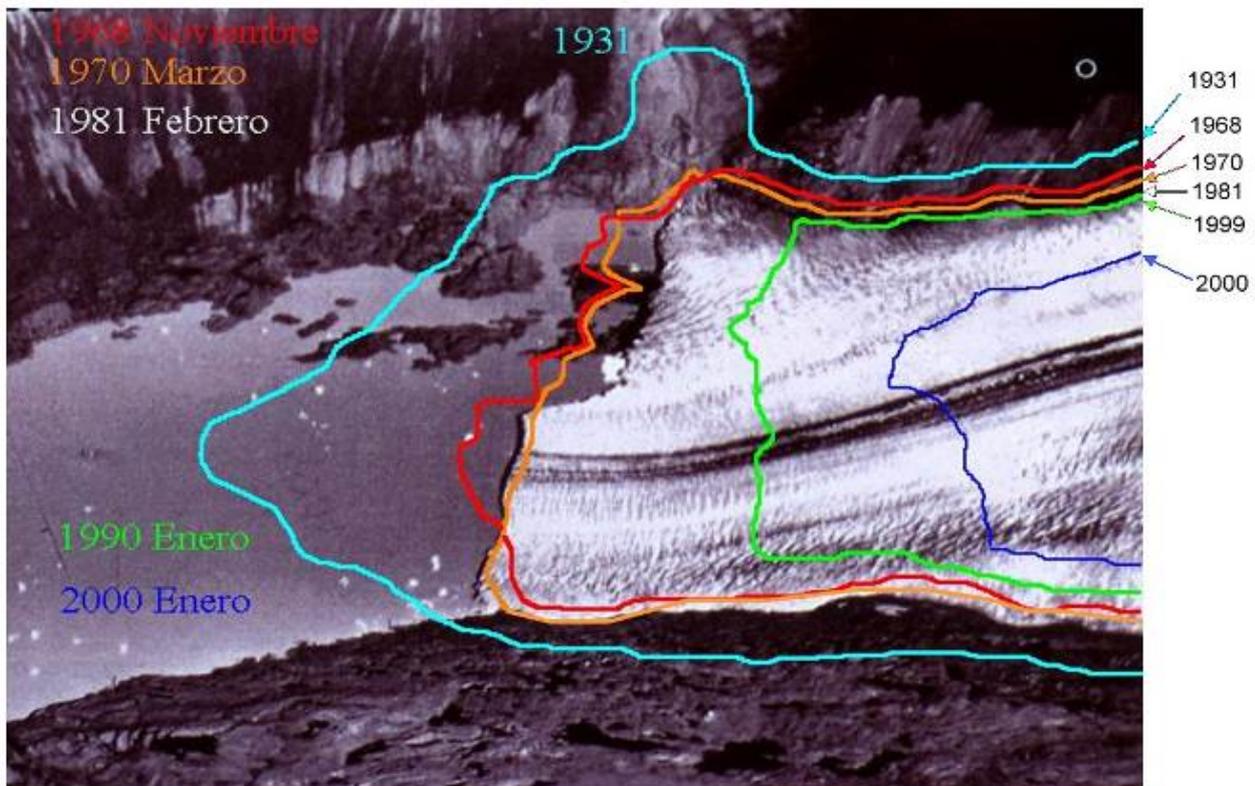


Figura 160: Retroceso del frente del glaciar Upsala entre 1931 y 2000. La posición del glaciar para 1981 es la que se ilustra en la fotografía aérea.



Figura 161: Frente del glaciar Upsala durante un vuelo de estudio de campo realizado el 11 noviembre de 2004. Nótese la ensenada existente en la margen Este del glaciar Upsala y el adelgazamiento local del glaciar en esa faja.



Figura 162: Imagen satelital de alta resolución, obtenida en diciembre de 2004, aproximadamente 30 días más tarde que el registro aéreo de la Figura 25

Se destaca finalmente que entre noviembre de 2004 a diciembre de 2014 (Figura 163), el retroceso del frente del glaciar fue de 3900 m aproximadamente a lo largo de 10 años, lo que implica un repliegue con una tasa promedio de 390 m por año.



Figura 163: Imagen satelital de alta resolución, obtenida en diciembre de 2014, 10 años más tarde que el registro de la Figura 162

En los mayores sucesos de retroceso es probable que juegen un papel importante la configuración del fondo del lago, el que en su perfil longitudinal probablemente tenga elevaciones y depresiones que permiten eventos de *calving* por fajas, mientras que en su perfil transversal es factible que también muestre similares variaciones, las que podrían relacionarse con los eventos de calving catastrófico.

Acompañando el rápido retroceso del frente del glaciar, se verifica un pronunciado descenso de su superficie, que además da lugar a una progresiva disminución en el ancho de la lengua. Por ejemplo, este último parámetro, medido inmediatamente al norte de la confluencia del Upsala con el glaciar Bertachi, tenía en el año 1969 una magnitud de 3553 m, la que en diciembre de 2014 paso a 2457, lo que representa una disminución de 1096 m en 46 años.

El notable comportamiento que presenta el glaciar Upsala es todavía más remarcable cuando se lo compara con el que presenta el glaciar Viedma, ya que a lo largo de entornos temporales similares este ha tenido un retroceso muy poco importante.

Al respecto se destaca que el glaciar Upsala, a diferencia del Viedma y en contraposición con el Moreno, tiene una respuesta muy diferente ante factores climáticos semejantes. En este sentido se destacan que el rápido retroceso que tiene su frente no solamente se debe a las irregularidades del substrato sobre el que se desplaza y da lugar a eventos de calving

catastrófico recurrentes, sino además a la relación que guarda la posición de su línea de equilibrio con la pendiente de la superficie del glaciar. Para el caso del glaciar Upsala, la baja inclinación de su superficie da lugar a un corrimiento muy importante de la línea de equilibrio ante mínimas variaciones de temperatura, incrementando en forma muy rápida la extensión de la superficie de ablación para aumentos sostenidos de la temperatura ambiente a mediano largo plazo.

De esta forma, este glaciar presenta una sensibilidad muy superior a cambios de temperatura a la de los glaciares Moreno y Viedma, los que en cambio tienen la línea de equilibrio en secciones de pendientes más empinadas, razón por la cual ante incrementos de la temperatura sostenidos en el tiempo, la extensión del área de ablación es poco importante.

4.2.2.6.1.3 Glaciar Viedma

Con una superficie de aproximadamente 980 km², se caracteriza por su lengua cónica según una visión cenital, por el diseño curvilíneo que le imprimen los detritos en tránsito que son transportados en forma supraglaciar (Figura 163) y por su baja tasa de retroceso la que le ha permitido mantener su posición terminal sin demasiadas variaciones y solo con una retracción menor durante las últimas décadas. Por ejemplo, desde 1986 hasta septiembre de 2013 el frente retrocedió solamente 1775 m en 27 años, he incluso presentó un reavance menor de 220 m en la lengua difluente entre febrero de 2013 y septiembre de 2013.

Cuatro características que presenta este glaciar podrían explicar este comportamiento al actuar en forma concurrente:

La primera de ellas se vincula con la obstrucción parcial que este glaciar tiene en su sector distal donde desarrolla una difluencia, de tal forma que una faja angosta de su margen sur finaliza su recorrido sobre un reducido cuerpo de aguas denominado Lago del Viedma, mientras que la mayor parte del glaciar sigue su camino desarrollando una inflexión de 90° para rápidamente concluir, en parte sobre un umbral rocoso y en parte sobre las aguas del Lago Viedma (Figura 163).

La referida desviación es causada por la existencia de una dorsal rocosa de entre 590 y 690 m de altura que interrumpe la dirección general S 55° E que la lengua de hielo tiene desde la confluencia de la corriente Oeste con la corriente Principal.

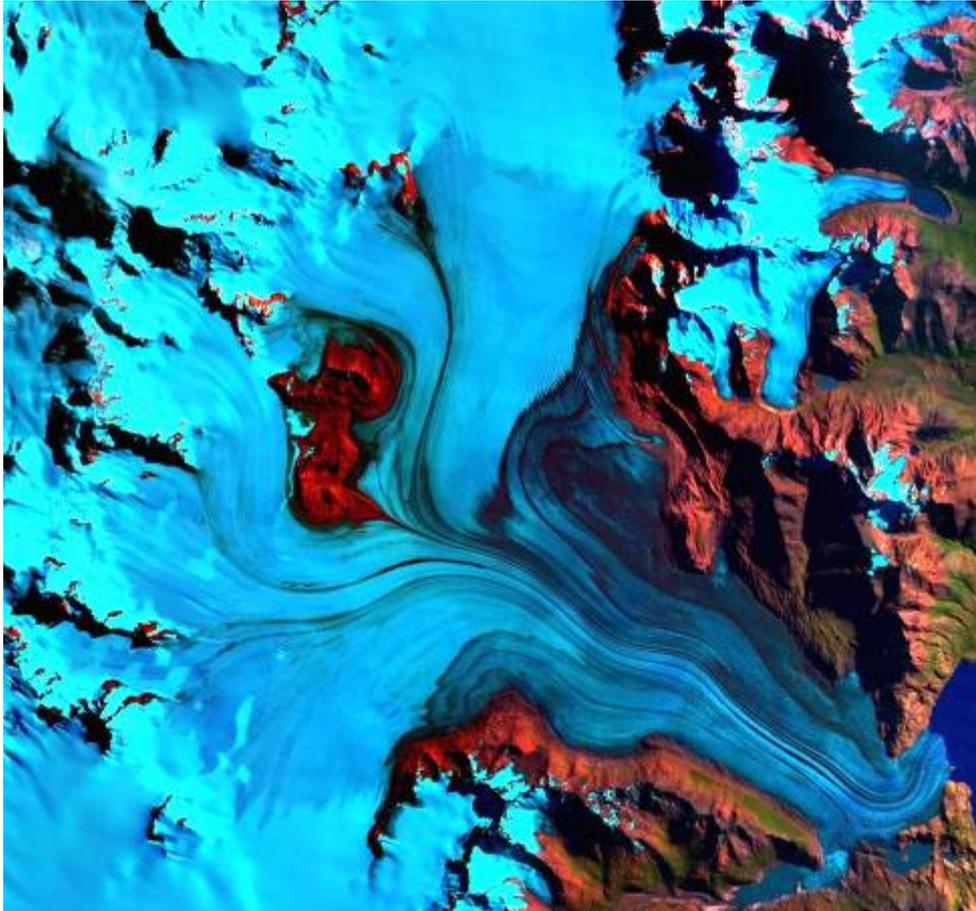


Figura 163: Glaciar Viedma. Imagen satelital Landsat TM de fecha 12 de marzo de 2001. Bandas 4-5-3. Sobre la superficie se observa claramente el límite entre la zona de ablación inferior (celestes oscuras) en la cual están presentes sobre la superficie fajas de detritos y la zona de acumulación superior (celestes claras).

La segunda característica distintiva es la drástica disminución que presenta el ancho de la lengua cuando se considera la sección que se extiende inmediatamente pendiente abajo del nunatak Viedma (14 Km), que contrasta con el que tiene en la desembocadura del glaciar sobre el lago Viedma (2 Km). El conjunto le trasmite a la sección definida un esquema en planta con forma de cono alargado con el ápice hacia el lago.

La tercera característica es la que se presenta en el contacto del borde frontal del glaciar con las aguas del Lago Viedma, sitio en el cual una parte importante del hielo (aproximadamente la mitad Sur de la faja) apoya claramente sobre substrato rocoso.

Las dos primeras singularidades indicadas precedentemente favorecen la estabilidad del glaciar al mantener o incluso promover un mayor espesor de la lengua en su sección final compensando o atenuando el que se pierde por ablación vertical, mientras que la última

característica mencionada protege al frente del glaciar del proceso de retroceso rápido por *calving* al evitar o limitar parcialmente su flotación en el lago.

Cuando este último proceso (*Calving*) es activo en un glaciar (como actualmente ocurre en el glaciar Upsala), tiene lugar un rápido retroceso del mismo al desprenderse los bloques de hielo, previamente limitados por los sistemas de fracturas principales, y desplazarse en flotación como témpanos. Para el caso del Glaciar Viedma, este comportamiento podría comenzar en forma incipiente sobre la mitad Norte de su frente.

El hecho de que esta zona este en contacto con el agua del lago, posibilita una más rápida fusión del hielo frontal, de tal manera que se producen locales desprendimientos que aceleran el retroceso de su frente en este sitio.

La evidencia de este comportamiento se desprende del perfil abrupto que presentaba en noviembre de 2004 el borde de la lengua en la faja frontal Norte y en el diseño bicóncavo del límite de la misma en su contacto con el lago, esto último cuando se observaba al glaciar desde una posición cenital.

Todas estas características pueden observarse en la fotografía aérea a baja altura tomada el 11 de noviembre de 2004 (Figura 164).

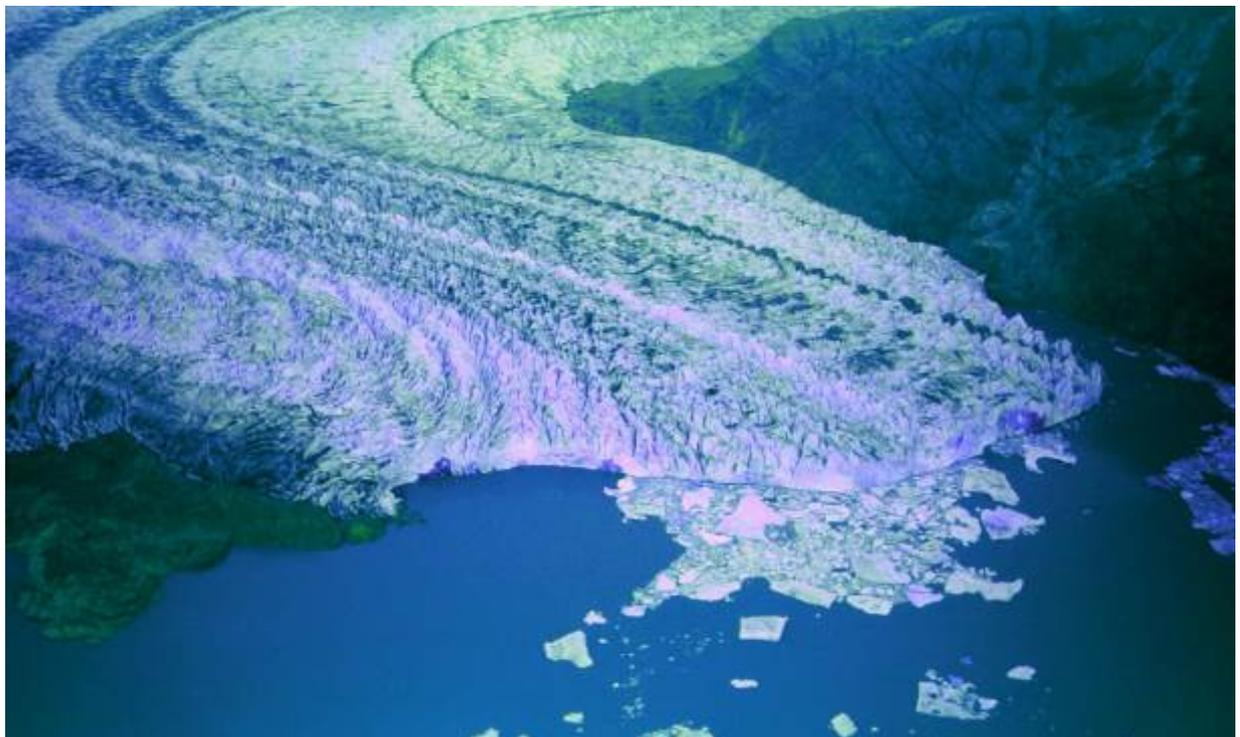


Figura 164: Frente del Glaciar Viedma en su ingreso al lago homónimo. Fotografía obtenida el 11 de noviembre de 2004.

Contrariamente a lo que se observa en la Figura 164, en la restitución aerofotogramétrica del año 1986 realizada por IATASA sobre la zona terminal del glaciar, se puede determinar que en esa fecha la totalidad del extremo final del mismo se encontraba apoyado sobre el sustrato rocoso, ya que el perfil longitudinal de la margen frontal era suavemente convexo y el diseño en planta mostraba una lengua elongada, convexa y algo más extendida que la actual. Es decir, en el año 1986 el glaciar Viedma no presentaba flotación ni *calving* y por lo tanto tenía una lengua terminal más estable que la actual, aun a pesar de estar parcialmente sumergida en el lago Viedma.

De acuerdo con lo referido precedentemente se concluye que si bien el frente del glaciar Viedma ha presentado una posición con pocas variaciones durante los últimos años, esta situación podría revertirse ya que parte del frente de la lengua es actualmente parcialmente inestable.

El retroceso del glaciar por *calving* podría comenzar a medida que el espesor del mismo disminuya por fusión, situación esta última que se viene dando en forma regular. La flotación parcial del término del glaciar replegaría el frente de la lengua hasta la zona en la cual esta presenta la ya referida inflexión en 90°.

Si esto pasara, es probable que el efecto de obstrucción parcial al flujo del hielo desaparezca, y con el también dejaría de actuar otro de los factores que le confieren estabilidad a la lengua de hielo.

De acuerdo con este argumento, es factible que la desaparición o atenuamiento pronunciado del efecto proporcionado por la obstrucción promuevan una mayor velocidad en el flujo del glaciar en su sección distal y, por lo tanto, el espesor vertical de éste en esta zona disminuya a una velocidad mayor a la que se presenta actualmente por ablación vertical, al no estar este adelgazamiento compensado por una mayor precipitación nival. El menor espesor en la masa del glaciar favorecerá una mayor flotación en su zona distal, iniciándose así el proceso de *calving*, el que podría pasar rápidamente de gradual a acelerado. Finalmente, al retroceder el frente del glaciar hacia las secciones progresivamente más anchas que presenta este valle hacia la cabecera, se incrementara al mismo tiempo la acción del proceso de *calving* al actuar sobre un frente más extendido, situación que finalmente podría desestabilizar una gran zona de la sección final del glaciar Viedma.

Si se aceptan como válidos los incrementos de temperatura media global que los informes del IPCC dan para las próximas décadas, este pronóstico de evolución descrito para el glaciar

Viedma se podría materializar en el futuro cercano. Esta presunción se basa en el hecho de que el glaciar Viedma presenta tasas de ablación vertical similares a la del resto de los glaciares, de tal forma que finalmente su sección distal podría comenzar a presentar el proceso de calving debido a la pérdida de espesor por derretimiento y pasar a tener un comportamiento similar al que actualmente muestra el glaciar Upsala.

4.2.2.6.1.4 Peligrosidad Geológica.

Glaciar Moreno, lago Argentino y río Santa Cruz

Los cierres plurianuales del brazo Rico dan lugar al peligro geológico de inundación, el que es de dos tipos distintivos. El primero de ellos queda definido por un proceso de anegamiento progresivo que afecta únicamente las áreas inmediatas de la cuenca del brazo Rico y del valle del río Centinela, que en el pasado fue la salida de una lengua difluente del glaciar Moreno. La magnitud de la inundación es variable ya que dependerá de la importancia del endicamiento aunque se destaca que presenta un valor máximo que está dado por el referido desagüe fluvial. De esta forma la cota más alta que podría tener el evento de inundación es la de los 30,8 m ya que por encima de ella el río Centinela funciona como un aliviadero natural. Los procesos de inundación progresiva del brazo Rico fueron considerados desde el pasado histórico como una característica natural indeseable por parte de los superficiarios que hacían uso de las áreas sometidas a estos anegamientos recurrentes, como fue relatado precedentemente.

La segunda consecuencia relacionada con el endicamiento del brazo Rico es la derivada de su ruptura ya que en este caso se produce un rápido incremento del nivel del lago Argentino y posteriormente un pico de caudales en el río Santa Cruz.

En el primer caso, el lago presenta variaciones en su nivel que oscilan entre las cotas de los 184 y 189 m (IECI, 1978), amplitud que es adjudicada a las rupturas de los endicamientos del brazo Rico. Tales eventos quedan reflejados en la margen oriental del lago a partir de registros morfológicos claros del tipo crestas de playa (Figura 165).



Figura 165: Cresta de playa parcialmente vegetada situada sobre la margen este del lago Argentino en las cercanías del nacimiento del río Santa Cruz. La misma se acumuló por la acción de las olas durante una posición del nivel del lago de máxima cota relacionada con la ruptura del endicamiento del brazo Rico.

Para el río Santa Cruz, sobre el caudal medio medido en la localidad de Charles Fuhr de 713 m³/s, los registros muestran una variabilidad interanual moderada (Figura 166), con modificaciones a la tendencia general que se explican por las retenciones de agua generadas por los endicamientos, y el posterior pico siguiente que define la transferencia del agua retenida de un ciclo hidrológico al siguiente, como es el caso de la caída del caudal medio que se observa en los años 1954 – 1955 y el posterior aumento entre 1955 y 1956 (Iturraspe y Sottini, 2005).

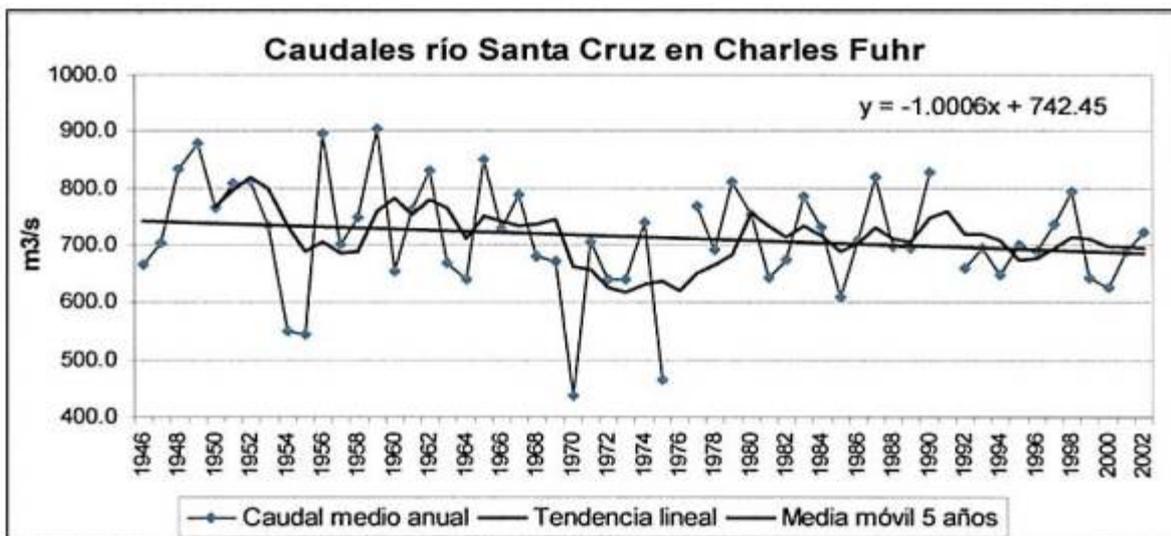


Figura 166 2: Serie histórica de caudales del río Santa Cruz 1946-47 y 2002-2003 (Fuente Iturraspe y Sottini, 2005)

A nivel anual, los máximos y mínimos de la serie total corresponden al primer periodo (1946/1947 – 1975/1976) y estarían vinculados a cierres importantes del Brazo Rico que regularían los volúmenes no solo estacionales, como sería el caso de la ruptura de febrero de

1988, sino además los de un año hidrológico al siguiente contribuyendo así a la ocurrencia de extremos de máxima y de mínima (Iturraspe y Sottini, 2005).

Por su parte, en el hidrograma de descarga promedio mensual del río Santa Cruz en la estación de aforo de Charles Fuhr (Figura 167), se pueden observar claramente los picos de creciente relacionados con las rupturas de los represamientos situados en el canal de los Témpanos de los años 1960, 1963, 1966, 1972, 1980, 1984 y 1988 (Estadística hidrológica 1994, Subsecretaría de Recursos Hídricos).

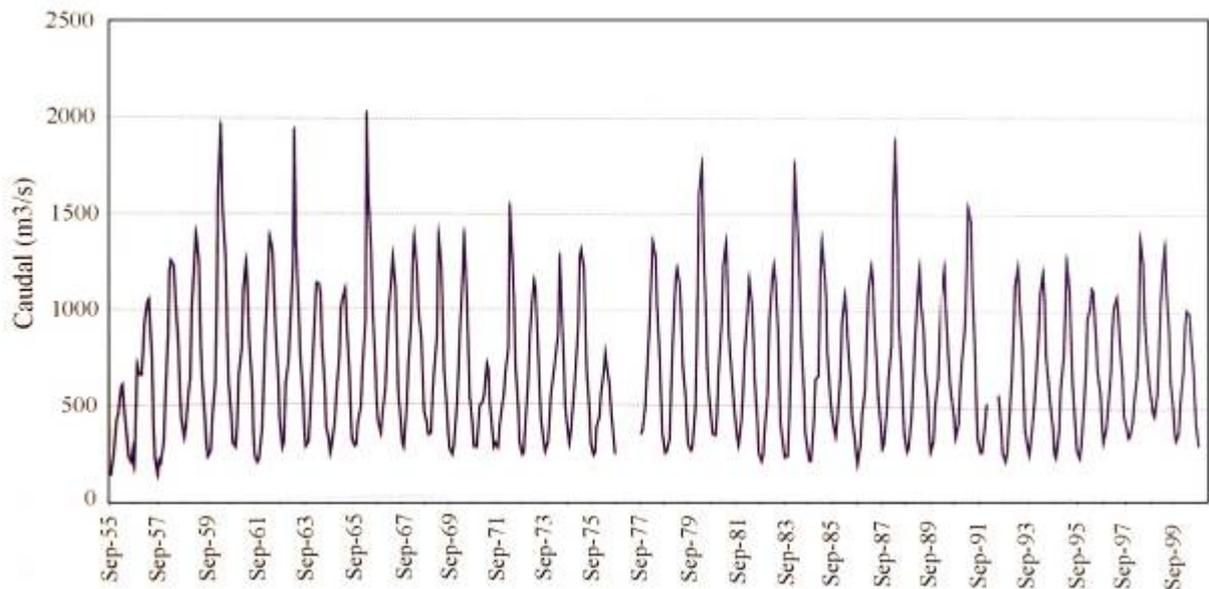


Figura 167: Hidrograma para la serie 1955 – 1999.

De la comparación de los valores de caudales diarios medidos en Charles Fuhr y en La Barrancosa (JC) se observa concordancia entre ambos y un atenuamiento en los picos de crecientes, además de una disminución del caudal medio de 765 m³/s a 715 m³/s, que significan una caída del 1,8% del módulo, situación que estaría reflejando pérdidas de agua entre ambas localidades por percolación en los sedimentos acumulados en el piso del valle. Estas pérdidas no estarían compensadas por los cursos de agua tributarios del río Santa Cruz, los que en su mayoría son de régimen temporario.

4.2.2.7 CONCLUSIONES

Glaciares

El conocimiento que se tiene de los procesos que intervienen en la dinámica de los glaciares del Campo de Hielo Patagónico Sur es actualmente deficitario en la mayor parte de su

territorio debido a su extensión y a las dificultades de acceso que presenta. Solo se ha alcanzado un conocimiento más elaborado para el glaciar Moreno y muy incompleto para el Upsala y el Viedma. Para el resto de los glaciares solo se tiene una información muy fragmentada o ninguna. Teniendo en cuenta esta limitación se realiza el siguiente resumen.

Los caudales del río Santa Cruz son alimentados por los glaciares de vertiente atlántica que forman parte del Campo de Hielo Patagónico Sur. El agua de ablación que deriva de ellos es recepcionada por los lagos Argentino y Viedma y finalmente conducida al Océano Atlántico por indicado curso fluvial. De todos los glaciares que integran el CHPS, se destacan el Moreno, el Upsala y el Viedma porque son los de mayor importancia en relación al aporte de agua a los lagos Viedma y Argentino y, por lo tanto regulan los caudales de los ríos La Leona y Santa Cruz. Los restantes glaciares tienen una contribución menor, como por ejemplo los situados al norte del Viedma que drenan sus aguas de ablación en río Las Vueltas aportando el 20 % del módulo del río La Leona.

La contribución de agua que alimenta el caudal del río Santa Cruz proviene básicamente de la ablación que ocurre en la superficie de los glaciares, por debajo de la línea de equilibrio, la que se sitúa alrededor de los 1170 m para el Moreno y 1150 para el Upsala. En menor medida proviene de la fusión de los témpanos que se desprenden desde sus frentes, para el caso de los glaciares de descarga en los lagos, como por ejemplo son el Moreno, Upsala y Viedma.

Como ejemplo del primer mecanismo indicado, el aporte del glaciar Moreno, considerando que su área de ablación es de 75 km², es de 0,59 km³/año. Si se supone que la superficie de ablación de los glaciares Upsala y Viedma representa ocho veces la del Moreno, se aprecia la importancia que este proceso tiene en la alimentación del caudal del río Santa Cruz.

El otro factor que contribuye a alimentar el caudal del río Santa Cruz es la fusión de los témpanos que son exportados desde el frente de los glaciares de descarga. El que mayor contribución realiza mediante el proceso de calving acelerado es el glaciar Upsala, que retrocede en forma vertiginosa debido a que pasa por periodos en los cuales tiene su sección distal en condición parcial o totalmente flotante. El seguimiento de la posición del frente de este glaciar desde el año 1931 hasta diciembre de 2014 permite confirmar que retrocedió 11.4 km a lo largo de 84 años, proceso que fue acompañado por una notable reducción del ancho del glaciar y su espesor. Teniendo en cuenta la pérdida de masa que ha tenido en forma sostenida a lo largo de varias décadas se puede confirmar que es el glaciar que mayores aportes proporciona al río Santa Cruz.

El peligro de inundación para el caso del glaciar Moreno está dado por dos tipos diferentes. El primero corresponde al proceso de inundación progresiva y lenta del brazo Rico cuando

tiene ocurrencia el endicamiento del Canal de los témpanos, como consecuencia del avance y posterior colisión del frente del glaciar Moreno contra la península Magallanes. El segundo tipo tiene lugar como resultado de la ruptura del endicamiento, que da lugar a la elevación del nivel del lago Argentino y a la aparición de un pico de creciente en el río Santa Cruz. Ambos episodios, si bien no son de carácter cíclico, pueden ser evaluados en cuanto a la magnitud de sus efectos a medida que progresan. La peligrosidad de ambos aumenta cuando la elevación del lago y el incremento de caudales en el río Santa Cruz generados por la dinámica de ruptura del embalse natural, son coincidentes con las variaciones cíclicas anuales que estos dos sistemas hidrológicos presentan.

Geología

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 NK, y la que continua 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 NK, estas acumulaciones glaciogénicas directamente depositadas por los glaciares ya no están presentes porque 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 posibilitó 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 NK, 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 JC 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 modificaran de tal forma que es probable que en su mayor parte se incremente su original grado de inestabilidad.

4.2.2.8 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.

ANIYA, M. AND SKVARCA, P. 1992. Characteristics and variations of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia. Bulletin of Glacier Research, (10):39-53. Japanese Society of Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 62(12):1361-1369.

ANIYA, M., SATO, H., NARUSE, R., SKVARCA, P AND CASASSA, G. 1996. The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the southern Patagonia Icefield South America.

ARISTARAIN, A. AND DELMAS, R. 1993. Firn-core study from the southern Patagonia Ice Cap, South America. Journal of Glaciology, 39(132):249-254.

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.

BROECKER W.S. 2006, Was the Younger Dryas triggered by a flood?: Science, v. 312, p. 1146–1148, doi: 10.1126/science.1123253.

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.

ESCOBAR, F., VIDAL, F., GARIN, C. AND NARUSE, R. 1992. Water balance in the Patagonia Icefield. *Glaciological Researches in Patagonia*, Inst. of Low Temperature Science, Hokkaido Univ., Japan, pages 109-120.

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. Descripción Geológica de la Patagonia. Dir. Gral. Y.P.F. Vol 1,2 y 3. 431 pp. Buenos Aires

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 4º 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° 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.
- HAUNTHAL, R. 1911. Der Bismarckgletscher ein vorrückender Gletscher in der patagonischen Cordillere Zeitsch fur Gletscherkunde. 5: 133-143. Berlin.
- HEIM, A. 1951. On the glaciation of South America as related to tectonics; observations 1939-47. Eclogae Geologicae Helveticae, 44: 171-182.
- IATASA. 2007. Estudios geológicos y geotécnicos en Cóndor Cliff y La Barrancosa y alternativas de presas, Santa Cruz Argentina. Informe Final, inédito, pp 40.
- IBARRZABAL, T., HOFFMANN, J. AND NARUSE, R. 1996. Recent climate changes in Southern Patagonia. Bulletin of Glacier Research. 14:29-36.
- IECI. 1977. Estudio para el aprovechamiento eléctrico integral del río Santa Cruz. Volumen IV Anexo N° 4A. Informe Geológico (Parcial: 1a Campaña).
- IECI. 1978. Estudio del Río Santa Cruz en relación con el Aprovechamiento Hidroeléctrico Integral. Prefactibilidad. Volumen IV, Anexo N° 4 A.
- IECI. 1978a. Estudio para el aprovechamiento eléctrico integral del río Santa Cruz. Memoria descriptiva de los anteproyectos, cálculos y presupuesto. Volumen II.
- IECI. 1978b. Estudio del río Santa Cruz en relación con su aprovechamiento hidroeléctrico integral. Prefactibilidad. Volumen IV. Anexo N° 4A. Informe sobre investigación Geológica-Geotécnica de fundaciones.
- 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
- LISS, C. 1970. Der Morengletscher in der Patagonischen Cordillere. Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, VI (1-2):161-180.

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. 2004. Evaluación Geológica de los represamientos Cóndor Cliff y Barrancosa. Provincia de Santa Cruz. Gobierno de la Provincia de Santa Cruz –UNPA.

MALAGNINO E.C. 2005. Determinación del Riesgo Geológico (Inundación, Remoción en masa, Sísmico, Volcánico, Erosión) presente en las cuencas de los ríos Túnel y las Vueltas para la Propuesta de Ordenamiento Territorial y Planificación Urbana del Area del Chanten. Provincia de Santa Cruz. Gobierno de la Provincia de Santa Cruz-UNPA.

MALAGNINO, E. C. 2000. Geología, Geomorfología, Riesgo Geológico, Hidrología , Hidrogeología y Geología Ambiental en: Proyecto de Asistencia Técnica para el Desarrollo del Sector Minero PASMA II, Provincias de Santa Cruz, Tierra del Fuego, Neuquén, Río Negro y Chubut. UGAM. Inédito

MALAGNINO, E. C. 2000a. Geología, Geomorfología, Riesgo Geológico, Hidrología , Hidrogeología y Geología Ambiental en: Proyecto de Asistencia Técnica para el Desarrollo del Sector Minero PASMA II, Provincias de Santa Cruz, Tierra del Fuego, Neuquén, Río Negro y Chubut. UGAM. Inédito

MALAGNINO, E. C. y J. A. STRELIN. 1996. Oscilaciones del Englazamiento en el Brazo Norte del Lago Argentino y Península Herminita Desde el Holoceno hasta la Actualidad. E.C. Malagnino y J.A. Strelin. XIII Congreso Geológico Argentino, Vol IV: 289-308 International Scientific Research Program (N 02041004) of the Ministry of Education, Science and Culture, Japan. Edit R. Naruse. 1992.

MALAGNINO, E. C. Y J. A. STRELIN. 1996. Oscilaciones del Englazamiento en el Brazo Norte del Lago Argentino y Península Herminita Desde el Holoceno hasta la Actualidad. E.C. Malagnino y J.A. Strelin. XIII Congreso Geológico Argentino, Vol IV: 289-308

MALAGNINO, E. C. 1993. Geología de la Provincia de Santa Cruz Argentina y Aysen Magallanes, Republica de Chile. BHP Petroleum.

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. C., D. A. GAGLIARDINI, J. A. STRELIN. 1997. Resbalamiento basal y calving, causas convergentes en el retroceso reciente del frente del glaciar Upsala, Provincia de

Santa Cruz. Argentina. International Seminar on the Use and Applications of ERS in Latin America. Resumen.

MALAGNINO, E. C., D. A. GAGLIARDINI, J. A. STRELIN, 1997. Resbalamiento basal y calving, causas convergentes en el retroceso reciente del frente del glaciar Upsala, Provincia de Santa Cruz. Argentina. International Seminar on the Use and Applications of ERS in Latin America. Resumen.

MALAGNINO, E. C., J. A. STRELIN y D. A. GAGLIARDINI, 1998. Uso de la información espacial para determinar el retroceso reciente del frente del glaciar Upsala, provincia de santa cruz, argentina. Jornadas Argentinas de Teleobservación. CONAE. Buenos Aires. Resumen.

MALAGNINO, E. C., J. A. STRELIN Y D. A. GAGLIARDINI, 1998. Uso de la información espacial para determinar el retroceso reciente del frente del glaciar upsala, provincia de santa cruz, argentina. Jornadas Argentinas de Teleobservación. CONAE. Buenos Aires. Resumen.

MALAGNINO, E., 2000. Suelos estructurales fósiles en las planicies glacifluviales de la Provincia de Santa Cruz. Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, 67 p.

MALAGNINO, E.C. and STRELIN, J., 1992. Variations of Upsala Glacier in southern Patagonia since the late Holocene to the present. In Report of the grant of the

MALAGNINO, E.C. AND STRELIN, J., 1992. Variations of Upsala Glacier in southern Patagonia since the late Holocene to the present. In Report of the grant of the International Scientific Research Program (N 02041004) of the Ministry of Education, Science and Culture, Japan. Edit R. Naruse. 1992.

MALAGNINO, E.C., 1991. Estudio Geológico Regional de Cordillera Patagónica y Patagonia Extrandina. Cuenca Austral. BHP. Inédito

MALAGNINO, E.C., 2015. Capítulo 04 Línea de Base Ambiental Geológica, en: Estudio de impacto ambiental aprovechamientos hidroeléctricos del Río Santa Cruz (Presidente Dr. Néstor C. Kirchner y Gobernador Jorge Cepernic) Provincia de Santa Cruz.

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., 1965. Glacier variations in Southern Patagonia *Geographical Review*, 55: 390-413
- 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.
- NARUSE, R. AND ANIYA, M., 1992. Outline of glacier research Project in Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 10:31-38.
- NARUSE, R., ANIYA, M., SKVARCA, P. AND CASASSA, G., 1995. Recent variations of calving glaciers in Patagonia, South America, revealed by ground surveys, satellite-data analyses and numerical experiments. *Annals of Glaciology*, 21:297-303.
- 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 sismológica DSPA (Despedida), Provincia de

RAFFO, J., COLQUI, B., AND MADEJSKI, M., 1953. Glaciar Moreno. Revista Meteoros. 3(4):293-341. Buenos Aires. Direccion General del Servicio Meteorologico Nacional. Publicacion 9.

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.

REICHERT, F., 1915. Neue Beobachtungen am Birmarckgletscher und am patagonische Inlandeise. Zeitschrift fur Gletscherkunden. 9: 155-156. Leipzig.

REICHERT, F., 1917. Voulaufinger Bericht uber das Ergebnis der Expedition nach dem sozenate Patagonischen Inlandeis und dem Bismarckgletscher. Zeitschrift fur Gletscherkunden. 10: 225-230. Leipzig.

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 Societa 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.

SERCIC, J.L., 1988. Ensayos sobre el glaciar Moreno. Boletin de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Sr. Musc. Nº 78: 1. Córdoba.

SERMAN & asociados s.a. 2015. Estudio de Impacto Ambiental Aprovechamiento Hidroeléctricos del Río Santa Cruz (Presidente Dr. Néstor C. Kirchner y Gobernador Jorge Cepernic), Provincia de Santa Cruz. Represas Patagonia. ELING CGGC HCSA UTE.

SERMAN & asociados s.a. 2017. Actualización del Estudio de Impacto Ambiental Aprovechamiento Hidroeléctricos del Río Santa Cruz (Presidente Dr. Néstor C. Kirchner y Gobernador Jorge Cepernic), Provincia de Santa Cruz. Represas Patagonia. ELING CGGC HCSA UTE.

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. 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.

STUEFER, M., 1999. Investigations on mass balance and dynamics of Moreno Glacier based on field measurements and satellite imagery. PhD thesis. University of Innsbruck, Australia, 173 pp.

SUGIYAMA S., P. SKVARCA, N.NAITO, H. ENOMOTO, S.TSUTAKI, K.TONE, S.MARINSEK & M.ANIYA, 2011. Ice speed of a calving glacier modulated by small fluctuations in basal water pressure. *Nature Geoscience* 4, 597–600 (2011).

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.

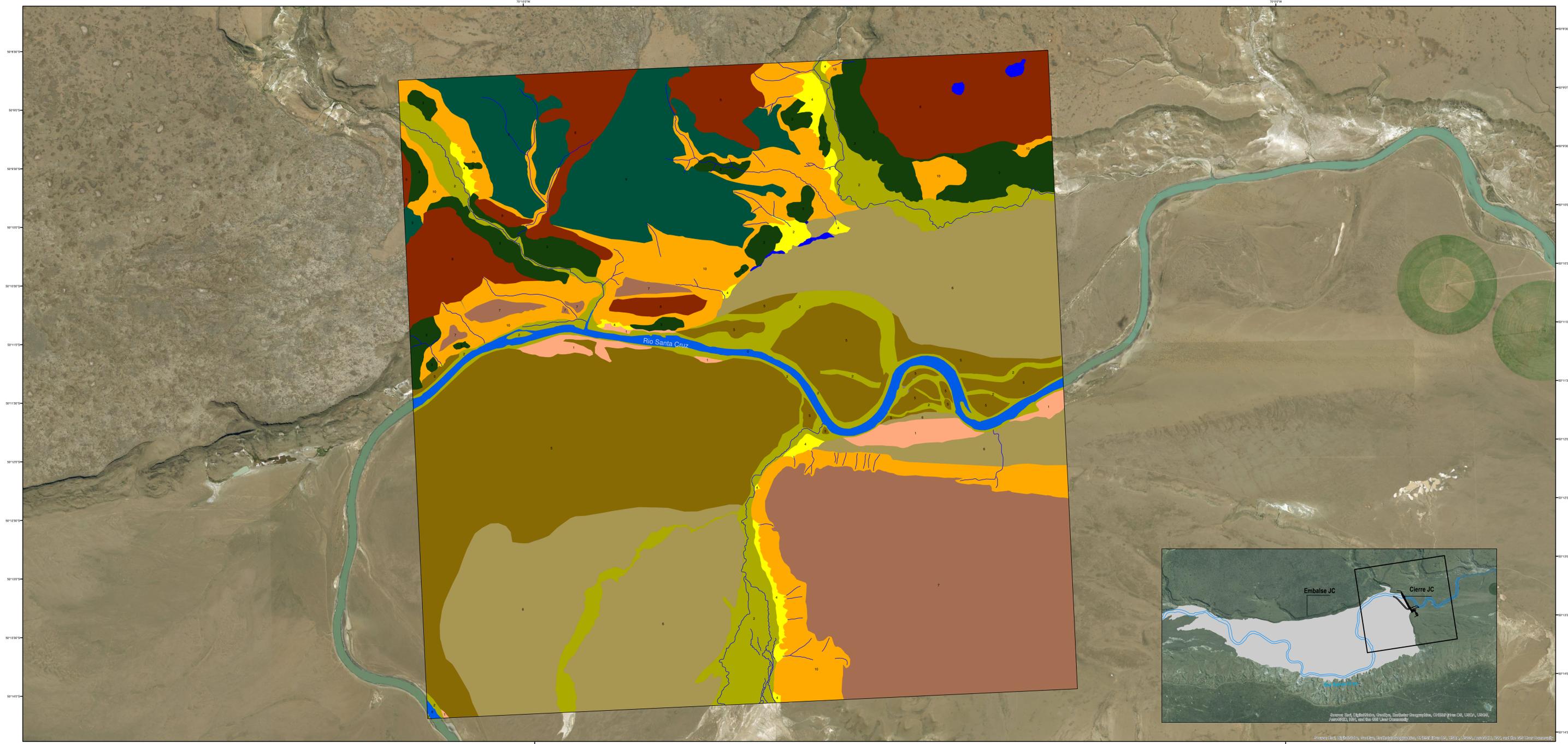
TURAZZINI, G.E., 2002. Aprovechamientos Hidráulicos. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, 779-812

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.

ANEXO MAPAS

MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA DEL CIERRE DE LA PRESA JORGE CEPERNIC



Referencias				
Holoceno	Pleistoceno	Plioceno - Mioceno Superior	Mioceno	Referencias generales
<ul style="list-style-type: none"> 1 Depósitos eólicos 2 Depósitos de llanura aluvial 3 Depósitos de remoción en masa 4 Depósitos de cono aluvial 	<ul style="list-style-type: none"> 5 Depósitos de flujo catastrófico sobre terrazas glacifluviales Arroyo Verde II 6 Depósitos de flujo catastrófico sobre terrazas glacifluviales Arroyo Verde I 7 Depósitos glacifluviales de la terraza Cerro Fortaleza 	<ul style="list-style-type: none"> 8 Basaltos Condor Cliff 9 Depósitos glacifluviales de la terraza San Fernando 	<ul style="list-style-type: none"> 10 Formación Santa Cruz 	<ul style="list-style-type: none"> Rio Santa Cruz Laguna estacional Rio estacional Red vial <ul style="list-style-type: none"> Nacional Provincial

MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA DEL CIERRE DE LA PRESA JORGE CEPERNIC

<p>Fuente: DR. Eduardo Malagnino</p> <p>Sistema de Coordenadas: Posgar 2007 Argentina Faja 2</p> <p>Fecha de elaboración: Mayo de 2017</p> <p>Escala 1:20.000</p>	<p>APROVECHAMIENTOS HIDROELÉCTICOS DEL RIO SANTA CRUZ (PDTE DR. NESTOR KIRCHNER Y GDOR. JORGE CEPERNIC)</p> 
---	---



MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA DEL CIERRE DE LA PRESA NESTOR KIRCHNER



Referencias

Holoceno	Pleistoceno	Plioceno - Mioceno Superior	Mioceno	Referencias Generales
<ul style="list-style-type: none"> 1 Depositos eólicos 2 Depositos lacustres 3 Depositos de cono aluvial 4 Depositos de remoción en masa 13 Depositos de llanura aluvial 	<ul style="list-style-type: none"> 5 Depositos glaciales de la Terraza Arroyo Verde con acumulación de flujo catastrófico 6 Depositos glaciales de la terraza Cerro Fortaleza 7 Morenas Cerro Fortaleza 8 Morenas Ea La Fructuosa 	<ul style="list-style-type: none"> 9 Basaltos Cóndor Cliff 10 Depositos glaciales de la Terraza San Fernando 11 Depositos glaciales de la Terraza La Australasia 	<ul style="list-style-type: none"> 12 Formación Santa Cruz 	<ul style="list-style-type: none"> Rio Santa Cruz Rio estacional Red vial <ul style="list-style-type: none"> Nacional Provincial

MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA DEL CIERRE DE LA PRESA NESTOR KIRCHNER

Fuente:
DR. Eduardo Malagnino

Sistema de Coordenadas:
Posgar 2007 Argentina Faja 2

Fecha de elaboración:
Mayo de 2017

Escala 1:20.000

1 0,5 0 1 Kilómetros

APROVECHAMIENTOS HIDROELÉCTICOS DEL RIO SANTA CRUZ (PDTE DR. NESTOR KIRCHNER Y GDOR. JORGE CEPERNIC)

MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA ZONA DEL CIERRE DE LA PRESA JORGE CEPERNIC



Referencias						
Morfología Fluvial	Morfología Glaciaria	Morfología de remoción en masa	Morfología Volcánica	Morfología Lacustre	Morfología Eólica	Referencias generales
<p>Rio Santa Cruz</p> <p>1 Cauce activo</p> <p>2 Cauce inactivo</p> <p>3 Llanura de inundación</p> <p>Arroyo estacional</p> <p>Estacional</p> <p>Permanente</p> <p>4 Llanura de inundación</p> <p>5 Abanico Aluvial</p> <p>6 Pedimento de Flanco</p>	<p>Terraza glaciaria</p> <p>7 Depositos de flujo catastrófico sobre terrazas glaciarias Arroyo Verde II</p> <p>8 Depositos de flujo catastrófico sobre terrazas glaciarias Arroyo Verde I</p> <p>9 Nivel V La Fructuosa y VI Cerro Fortaleza</p> <p>10 Nivel IV Terraza San Fernando</p> <p>11 Paleocauce de hábito entrelazado</p>	<p>12 Área con Remoción en masa Indiferenciada</p> <p>13 Avalancha de Rocas</p> <p>14 Deslizamiento Rotacional</p> <p>15 Caída de Rocas</p> <p>16 Expansión lateral</p>	<p>17 Colada Volcánica</p>	<p>18 Laguna estacional</p>	<p>19 Hoyo de sopledo</p>	<p>Red vial</p> <p>Nacional</p> <p>Provincial</p>

MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA ZONA DEL CIERRE DE LA PRESA JORGE CEPERNIC

Fuente:
DR. Eduardo Malagnino

Sistema de Coordenadas:
Posgar 2007 Argentina Faja 2

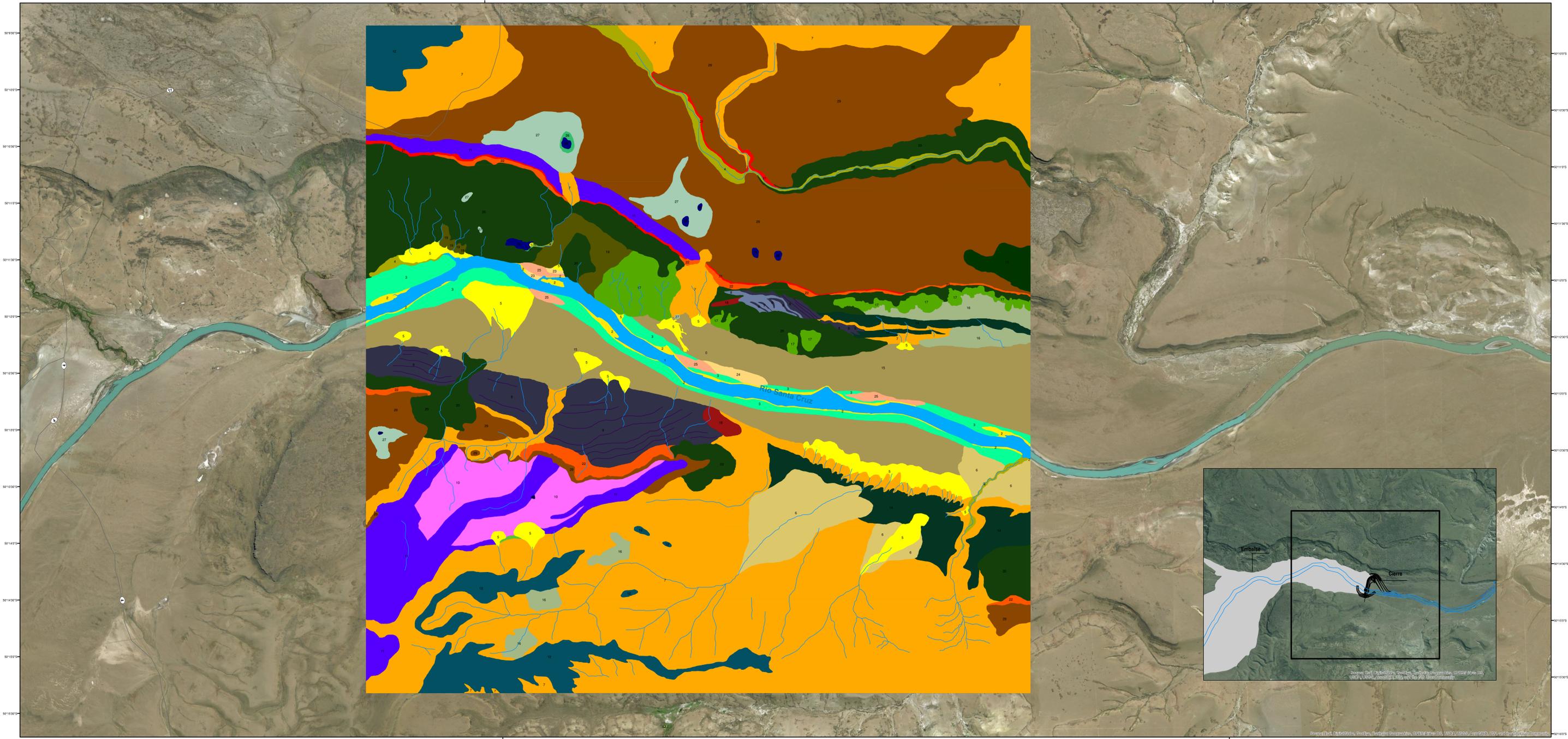
Fecha de elaboración:
Mayo de 2017

Escala 1:20.000

1 0.5 0 1 Kilómetros

APROVECHAMIENTOS HIDROELÉCTICOS DEL RIO SANTA CRUZ (PDTE DR. NESTOR KIRCHNER Y GDOR. JORGE CEPERNIC)

MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA ZONA DEL CIERRE DE LA PRESA NESTOR KIRCHNER



Referencias

Morfología Fluvial	Morfología Glaciaria	Morfología de remoción en masa	Morfología Eólica	Morfología Lacustre	Morfología Volcánica
<ul style="list-style-type: none"> Rio Santa Cruz 1 Cauce 2 Llanura de inundación 3 Terraza Arroyo estacional 4 Cauce 4 Llanura de inundación Abanico aluvial 5 Activo 6 Inactivo Pedimento de flanco 7 	<ul style="list-style-type: none"> Morenas Cerro Fortaleza 8 Morena Basal 9 Morena Marginal Morenas La Fructuosa 10 Morena basal 11 Morena marginal Terraza glaciálfuvial 12 Nivel III 13 Nivel IV 14 Nivel VI 15 Niveles VII y VIII indiferenciados cubiertos con depósitos de flujo catastrófico 	<ul style="list-style-type: none"> 16 Área con remoción en masa indiferenciada 17 Avalancha de rocas 18 Expansión lateral y deslizamiento rotacional 19 Flujo 20 Deslizamiento rotacional 21 Caída de rocas 22 Carpeta de talud 	<ul style="list-style-type: none"> 23 Faja de arena 24 Duna parabólica 25 Hoyo de sopilido 	<ul style="list-style-type: none"> 26 Cordon lacustre 27 Laguna estacional 28 Cuenca cerrada 	<ul style="list-style-type: none"> 29 Colada volcánica
Referencias generales					
Red vial					
<ul style="list-style-type: none"> Nacional Provincial 					

Fuente:
DR. Eduardo Malagnino

Sistema de Coordenadas:
Posgar 2007 Argentina Faja 2

Fecha de elaboración:
Mayo de 2017

Escala 1:20.000



MAPA GEOMORFOLOGICO DE LA ZONA DEL CIERRE DE LA PRESA NESTOR KIRCHNER

APROVECHAMIENTOS
HIDROELÉCTICOS
DEL RIO SANTA CRUZ
(PDTE DR. NESTOR KIRCHNER Y
GDOR. JORGE CEPERNIC





República Argentina - Poder Ejecutivo Nacional
2017 - Año de las Energías Renovables

Hoja Adicional de Firmas
Informe gráfico

Número:

Referencia: LBA-Geología, Geomorfología y Glaciares y Anexo

El documento fue importado por el sistema GEDO con un total de 245 pagina/s.