



Instituto de Ciencias Geológicas Centro de Investigaciones Nucleares

### TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA EN GEOLOGÍA

# Evaluación retrospectiva de la redistribución de suelo en las subcuencas Arroyo del Arbolito y Cañada del Horno (Departamento de Río Negro)

Romina Sanabria Maciera

Tutor: Dr. César Goso Co-tutora: Dra. Mirel Cabrera Asesor: Marcos Tassano

Montevideo, Uruguay, 2021

Agradecimientos

Agradezco a Mirel Cabrera, Marcos Tassano y Joan González por haberme permitido formar parte de un equipo de investigación, por su enseñanza, sus consejos y ayuda en todo momento, desde incluso antes de comenzar este trabajo.

A Cesar Goso por su colaboración en salidas de campo y por sus correcciones.

A mi madre por alentarme siempre a estudiar y a superarme. A mis hermanos por creer en mí, por su apoyo incondicional y su paciencia.

A la familia Ponti-Pintos, mi segunda familia, por el gran cariño y apoyo durante estos años.

A la familia Vitola-Tassino por su cariño, compañía y enseñanzas. A Bettina Tassino, por sus correcciones y consejos académicos, gran guía y maestra para mí.

A mis amigos, por estar en mi camino.

A Manu, compañero de vida durante más de la mitad de mi carrera. Por su apoyo y amor incondicional.

Agradezco a docentes, compañeros de carrera y trabajo que han participado de alguna forma en este trabajo, compartiendo bibliografía, acercándome un punto de vista o un consejo.

Y me agradezco a mí, por mi perseverancia y voluntad frente a tantas adversidades, por abrirme a transitar este proceso tan lleno de aprendizajes.

Gracias.

#### Tabla de Contenido

Tabla de Contenido	2
Índice de figuras	5
Índice de gráficos	8
Índice de tablas	9
Mapas	11
Abreviaturas	12
Resumen:	14
Capítulo I - Introducción 1.1 Suelo 1.1.1 Características principales 1.1.2 Erosión del suelo 1.1.3 Redistribución de suelo: técnicas de cuantificación 1.2 Objetivos general y específicos 1.3 Hipótesis	15 15 16 18 20 21
Capítulo II - Consideraciones generales del área de estudio 2.1 Características generales 2.2 Medio físico 2.2.1 Geomorfología 2.2.2 Suelo 2.2.3 Demografía 2.2.4 Hidrografía 2.2.5 Clima	22 22 24 24 26 31 31 31
Capítulo III - Marco geológico 3.1 Contexto geológico regional 3.2 Contexto geológico del área de estudio - Antecedentes 3.2.1 Formación Arapey 3.2.2 Formación Mercedes 3.2.3 Formación Dolores	32 32 33 33 41 46
<ul> <li>Capítulo IV - Cesio-137</li> <li>4.1 Generalidades</li> <li>4.2 Cesio</li> <li>4.3 Aplicación de 137Cs como trazador de suelo</li> <li>4.4 Modelos de conversión</li> <li>4.4.1 Modelos de conversión utilizados para suelos arados o cultivados (suelos con perturbación antrópica)</li> </ul>	47 47 48 49 51 53

4.4.1.1 Modelo Proporcional (Proportional Model)	53
4.4.1.2 Modelo de balance de masa I (MBM I)	55
4.4.1.3 Modelo de balance de masa II (MBM II)	58
4.4.1.4 Modelo de balance de masa III (MBM III)	61
4.4.2 Modelos de conversión utilizados para suelos sin perturbación antro	picaۇ 64
4.4.2.1 Modelo de distribución de perfil (PDM)	64
4.4.2.2 Modelo de difusión y migración (DMM)	66
4.4.3 MODERN	68
4.5 Detección: interacción de la radiación gamma con la materia	71
4.6 Espectrometría gamma	72
Capítulo V - Materiales y métodos	75
5.1 Materiales	75
Muestreo de suelo - Técnica de 137Cs	75
Mapeo geológico	75
5.2 Mapeo geológico	76
5.3 Metodología: técnica de 137Cs (Fallout radionuclides)	78
Elección del sitio de muestreo y recopilación de información base	78
Elección de sitios de referencia	79
Elección del diseño de muestreo y el número de muestras	80
Metodología de muestreo	82
Procesamiento de las muestras	82
Medida de 137Cs en espectrómetro gamma	83
5.4 Modelos de conversión	84
Capítulo VI - Resultados	85
6.1 - Geología Descriptiva:	85
6.1.1 Unidades estratigráficas:	85
6.1.1.1 Basaltos lajosos, masivos y vacuolares de la Formación Arape (Cretácico Inferior)	y 86
6.1.1.1.1 Basalto lajoso y masivo	87
6.1.1.1.2 Basalto vesicular	94
6.1.1.1.3 Brechas ígneo-sedimentarias	100
6.1.1.2 Diferencias entre coladas	101
6.1.1.3 Areniscas silicificadas de la Formación Mercedes (Cretácico Superior)	102
6.1.1.4 Sedimentos pelíticos marrones de la Formación Dolores	
(Pleistoceno Superior)	107
6.1.1.5 Sedimentos actuales y recientes	108
6.2 Estratigrafía	109
6.3 Redistribución de suelo	110
6.3.1 Muestreo de suelo y espectrometría gamma	110

6.3.2 Tratamiento de los datos de referencia	114
6.3.3 Tratamiento de datos de DSA	116
6.3.4 Conversión de datos de 137Cs para evaluación de redistribución de suelo mediante modelos de conversión	121
6.3.5 Relación de la pendiente de la transecta de muestreo con la redistribución del suelo	127
6.4 Relación sustrato geológico con valores de redistribución de suelo	130
Capítulo VII - Discusión y conclusiones	133
7.1 Discusión	133
7.2 Conclusiones	139
Capítulo VIII - Perspectivas	141
Bibliografía	142
Anexo I - Tabla con puntos de control geológico relevados:	155
Anexo II - Mapa geológico a escala 1:20.000	169

## Índice de figuras

Figura 1	Ubicación regional del área de estudio en sombreado negro. Capturas de mapas tomadas de Google Maps. Edición realizada en diseñador Inkscape.	Pág. 21
Figura 2	Cobertura del suelo del año 2015. Tomado de geo-visualizador de DINAMA y editado en Diseñador Inkscape.	Pág. 22
Figura 3	Localización del área de trabajo.	Pág. 22
Figura 4	Mosaico elaborado con las cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar. Edición realizada en diseñador Inkscape.	Pág. 23
Figura 5	Mapa geomorfológico del Uruguay según Panario (1988) en Álvarez & De Souza (2010).	Pág. 24
Figura 6	Curvas de nivel del área de trabajo. Edición realizada en Diseñador Inkscape	Pág. 25
Figura 7	Modelo digital de la zona de estudio. Se señala la subcuenca Arroyo Rolón, que engloba a las subcuencas Arbolito y Horno. Además, en amarillo, se indican los puntos de muestreo de suelo realizados.	Pág. 25
Figura 8	Geomofología y tipos de suelos del área de estudio, según la Carta de Reconocimiento de Suelos del Departamento de Río Negro, a escala 1:200.000 (MGAP, 2002). Edición realizada en Diseñador Inkscape.	Pág. 26
Figura 9	Tipos de suelos según la carta CONEAT (1979) abarcados por las subcuencas de estudio. Edición realizada en diseñador Inkscape.	Pág. 27
Figura 10	Cuencas sedimentarias del Uruguay. Modificado de Veroslavsky <i>et al</i> . (2004) en Diseñador Inkscape.	Pág. 33
Figura 11	Mapa geológico del área de estudio, modificado de Lambert (1940) en diseñador Inkscape. En violeta las Rocas Efusivas de Serra Geral y en verde las Areniscas Conglomerádicas Superiores.	Pág. 46
Figura 12	Geología del área de estudio. Tomado de Preciozzi <i>et al.</i> (1985). Editado en diseñador Inkscape.	Pág. 46
Figura 13	Mapa de distribución mundial de <sup>137</sup> Cs. Se muestra en gráficas individuales la concentración de <sup>137</sup> Cs depositada en los hemisferios Norte y Sur en función del año, y una gráfica comparativa entre dichos depósitos. Modificado de Navas (2019).	Pág. 49

Figura 14	(A) Perfiles de Cesio-137 de suelos no perturbados y (B) suelos que sufrieron la acción mecánica del arado. Modificado de Walling & He (1999).	Pág. 52
Figura 15	Representación gráfica de MODERN para una muestra con erosión.	Pág. 71
Figura 16	Vista de un espectrómetro de rayos gamma. En la parte superior se destaca en la parte central el pico de <sup>137</sup> Cs y en la parte superior, se muestra dicho pico junto con otros picos de isótopos detectados por el espectrómetro.	Pág. 75
Figura 17	Representación esquemática de la cadena electrónica asociada al sistema de espectrometría. Tomado de Barrera <i>et al.</i> (2008).	Pág. 75
Figura 18	Mapa de puntos de geología relevados en ambas subcuencas de estudio. Vista general.	Pág. 79
Figura 19	Mapa de puntos de geología relevados en subcuenca Arroyo del Arbolito.	Pág. 79
Figura 20	Mapa de puntos de geología relevados en subcuenca Cañada del Horno.	Pág. 80
Figura 21	Mapa de puntos de muestreo de suelo en el área de trabajo. Se destacan en color amarillo los sitios muestreados como posibles puntos de referencia etiquetados como REF 0 a REF 8.	Pág. 82
Figura 22	Mapa de puntos de muestreo de suelo (puntos azules) en color azul en la subcuenca Arroyo del Arbolito.	Pág. 83
Figura 23	Mapa de puntos de muestreo de suelo (puntos anaranjados) en la subcuenca Cañada del Horno.	Pág. 84
Figura 24	Ejemplo de muestra de suelo de estudio con pico de <sup>137</sup> Cs a 662 keV en espectro gamma.	Pág. 86
Figura 25	Vista panorámica del relieve mesetiforme con ladera cóncava y planicie aluvial aledaña en el área de estudio (subcuenca Cañada del Horno).	Pág. 89
Figura 26	Vista panorámica de afloramientos de basalto masivo aflorando en forma de bochas en el hombro de una vertiente.	Pág. 90
Figura 27	Vista en detalle de basalto con estructura lajosa.	Pág. 90

Figura 28	Vistas en detalle de basaltos masivos con fenocristales de feldespato plagioclasa.	Pág. 91
Figura 29	Vista en detalle de basalto alterado con recristalización de calcita.	Pág. 92
Figura 30	Vista en detalle de basalto con cristal de olivino en lupa binocular.	Pág. 93
Figura 31	Fotomicrografía de basalto mostrando glomérulos de plagioclasa (Pg) encerrando cristal de clinopiroxeno augita (Cpx) conformando una textura ofítica en polarizadores paralelos (A) y cruzados (B). Cristal de feldespato zoneado inmerso en una matriz de feldespato, clinopiroxeno y opacos en polarizadores paralelos (C) y cruzados (D).	Pág. 94
Figura 32	Fotomicrografías de matriz microcristalina de basalto con cristales de plagioclasa (Pg) y clinopiroxeno (Cpx) en polarizadores paralelos (A y C) y cruzados (B y D).	Pág. 95
Figura 33	Fotomicrografías que muestran cristales de olivino (OI) con distintos grados de alteración a iddingsita, junto a cristales de clinopiroxeno (Cpx), feldespato (Pg) y opacos en polarizadores paralelos (A, C y E) y cruzados (B, D y F),	Pág. 96
Figura 34	Vista en detalle de basalto amigdaloide.	Pág. 97
Figura 35	Vista en detalle de basalto con amígdalas rellenas. Se observa la variación del hábito de los minerales que la rellenan desde los bordes hacia el centro.	Pág. 98
Figura 36	Vista en detalle de basalto con amígdalas rellenas de calcita.	Pág. 98
Figura 37	Fotomicrografías de basalto afanítico con cristales de Olivino (OI), plagioclasa (Pg) y clinopiroxeno (Cpx), en polarizadores paralelos (A) y polarizadores cruzados (B). Vacuola en basalto afanítico en polarizadores paralelos (C) y polarizadores cruzados (D). Amígdala de basalto rellena de calcita (Cal) y ceolita (Zeol) en polarizadores paralelos (E y G) y polarizadores cruzados (F y H).	Pág. 101
Figura 38	Vista en detalle de brecha ígneo-sedimentaria.	Pág. 102
Figura 39	Vista en detalle de brecha ígneo-sedimentaria en muestra de mano.	Pág. 103
Figura 40	Vista en detalle de grauvaca en afloramiento de cuneta.	Pág. 105
Figura 41	Vista en detalle de grauvaca de la Fm. Mercedes en muestra de mano.	Pág. 106

Figura 42	Vista en detalle de sílice con hábito botroidal.	Pág. 106
Figura 43	Vista en detalle de afloramiento de chert.	Pág. 107
Figura 44	Wacke cuarzo-feldespático cristales de Cuarzo (Qtz) fracturados formando parte del esqueleto en polarizadores paralelos (A) y polarizadores cruzados (B) y matriz con cristales de Cuarzo (Qtz) y Feldespato (Fd en polarizadores paralelos (C) y polarizadores cruzados (D).	Pág. 109
Figura 45	Márgenes del Arroyo el Arbolito. En el fondo de la imagen se reconocen los depósitos métricos de la Formación Dolores.	Pág. 110
Figura 46	Vista en detalle de depósitos métricos de la Formación Dolores con nivel edáfico por encima.	Pág. 111
Figura 47	Surco de erosión en coluvión.	Pág. 112
Figura 48	Columna estratigráfica del área de estudio. Criterio de colores establecidos por la International Stratigraphic Chart de UNESCO (2018).	Pág. 113
Figura 49	LDA realizado para los puntos de muestreo en la SAdA. En rojo los puntos clasificados como "altos", en verde los puntos clasificados como "medios" y en azul los puntos clasificados como "bajos" a partir de las cuatro variables analizadas.	Pág. 120
Figura 50	LDA realizado para los puntos de muestreo en la SCdH. En color rojo los puntos clasificados como "altos", en verde los puntos clasificados como "medios", en celeste los puntos clasificados como "bajos mayores" y en violeta los puntos clasificados como "bajos menores" a partir de las cuatro variables analizadas.	Pág. 121

## Índice de gráficos

Gráfica 1	Izquierda: DSA (Bq.m <sup>-2</sup> ) en función de la profundidad (m) para el punto de referencia 1. En azul se observan los resultados y en negro la línea de tendendia logarítmica. Derecha: Logaritmo neperiano de DSA. En negro se observa la línea de tendencia de los datos con un valor de R2 de 0,996.	Pág. 117
Gráfica 2	Izquierda: DSA (Bq.m <sup>-2</sup> ) en función de la profundidad (m) para el punto de referencia 6. En azul se observan los resultados y en negro la línea de tendendia logarítmica. Derecha: Logaritmo neperiano de DSA. En negro se observa la línea de tendencia de los datos con un valor de R2 de 0,9941.	Pág. 118

Gráfica 3	Valores de DMA (Bq.kg <sup>-1</sup> ) para cada punto muestreado en las subcuenca Arroyo del Arbolito y Cañada del Horno, agrupados según la posición de la muestra a lo largo de la transecta de estudio (alto, medio y bajo).	Pág. 123
Gráfica 4	Valores de DSA (Bq.m <sup>-2</sup> ) para cada punto muestreado en las subcuenca Arroyo del Arbolito y Cañada del Horno, agrupados según la posición de la muestra a lo largo de la transecta de estudio (alto, medio y bajo).	Pág. 124
Gráfica 5	Comparación de valores de redistribución de suelo arrojados para las subcuencas Arroyo del Arbolito y Cañada del Horno, utilizando el modelo de conversión MODERN.	Pág. 129
Gráfica 6	Comparación de valores de redistribución de suelo arrojados para las subcuencas Arroyo del Arbolito y Cañada del Horno, utilizando el modelo de conversión MODERN. Se diferencian dos rangos de datos (mayor y menor erosión) para los valores ubicados en las partes bajas de la subcuenca Horno.	Pág. 130
Gráfica 7	Gráfico de relación lineal, donde se relaciona el valor de la pendiente con el valor de redistribución de suelo promedio, arrojado por el modelo de conversión MODERN, de cada transecta de estudio de ambas subcuencas.	Pág. 132

### Índice de tablas

Tabla 1	Resultados de DMA y DSA obtenidos mediante espectrometría gamma de los puntos de muestreo referencia	Pág. 114
Tabla 2	Resultados de DMA y DSA obtenidos mediante espectrometría gamma, para cada muestra de suelo tomada en la subcuenca Arroyo del Arbolito.	Pág. 115
Tabla 3	Resultados de DMA y DSA obtenidos mediante espectrometría gamma, para cada muestra de suelo tomada en la subcuenca Cañada del Horno.	Pág. 116
Tabla 4	Resultados obtenidos mediante espectrometría gamma para cada muestra de suelo tomada en la subcuenca Arroyo del Arbolito (Bq.m <sup>-2</sup> ), ordenados según posición del punto de muestreo a lo largo de la transecta de estudio.	Pág. 121
Tabla 5	Resultados obtenidos mediante espectrometría gamma para cada muestra de suelo tomada en la subcuenca Cañada del Horno (Bq.m <sup>-2</sup> ), ordenados según posición del punto de muestreo a lo largo de la transecta de estudio.	Pág. 122
Tabla 6	Parámetros utilizados en los modelos de conversión.	Pág. 125

Tabla 7	Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo del Distribución de Perfil (MDP) para la subcuenca Arroyo del Arbolito (transectas 1- 4).	Pág. 126
Tabla 8	Redistribución de suelo en megagramos (Mg) de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo de Difusión y Migración (MDM) para la subcuenca Arroyo del Arbolito (transectas 1-4).	Pág. 126
Tabla 9	Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo MODERN para la SAdA (transectas 1-4).	Pág. 126
Tabla 10	Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo de conversión Balance de Masas I para la subcuenca Cañada del Horno (transectas A-I).	Pág. 127
Tabla 11	Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo de conversión Balance de Masas II para la subcuenca Cañada del Horno (transectas A-I).	Pág. 127
Tabla 12	Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo de conversión MODERN para la SCdH (transectas A-I).	Pág. 128
Tabla 13	Redistribución de suelo promedio arrojadas por el modelo de conversión MODERN para la subcuenca Arroyo del Arbolito (transectas 1-4), junto con los valores de pendiente de cada transecta de estudio y el valor de pendiente promedio de la subcuenca.	Pág. 131
Tabla 14	Redistribución de suelo promedio arrojados por el modelo de conversión MODERN para la subcuenca Horno (transectas A-I), junto con los valores de pendiente de cada transecta de estudio y el valor de pendiente promedio de la subcuenca.	Pág. 131
Tabla 15	Redistribución neta de suelo en megagramos perdidos (negativos) o ganados (positivos) por hectárea y por año, utilizando el modelo MODERN para la SAdA (transectas 1-4), junto con el litotipo en cada punto de muestreo.	Pág. 134

Tabla 16	Redistribución neta de suelo en megagramos perdidos (negativos) o ganados (positivos) por hectárea y por año, utilizando el modelo MODERN para la SCdH (transectas A-I), junto con el litotipo en cada punto de muestreo.	Pág. 135
Tabla 17	Puntos de relevo geológico en el área de trabajo y zonas aledañas. Se detallan las coordenadas UTM, el litotipo encontrado en cada punto junto a su descripción geológica y, en el caso que corresponda, la colada basáltica a la que pertenezca.	Pág. 159

#### Mapas

Mapa 1	Mapa geológico a escala 1:20.000 del área de estudio.	Pág. 173

#### Abreviaturas

A٥	Arroyo
Bq	Becquereles
Cal	Calcita
Cm	Centímetros
CONEAT	Comisión Nacional de Estudios Agroeconómicos de la Tierra
Срх	Clinopiroxeno
Cs	Cesio
DMA	Densidad de actividad por unidad de peso
DMM	Modelo de Difusión y Migración
DSA	Densidad superficial de actividad
FAO	Food and Agricultural Organización
FRN	Fallout radionuclides
HCI	Ácido clorhídrico
ICRU	International Commission on Radiation Units and Measurements
INE	Instituto Nacional de Estadística
INUMET	Instituto Nacional de Meteorología
KeV	kilo-electrón Voltio
Kg	Kilogramos
LD	Límite de detección

LDA	Análisis discriminante lineal
MBM	Modelo Balance de Masas
MDP	Modelo de Distribución de Perfil
MGAP	Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca
Mm	Milímetros
MODERN	Modelado de tasas de depositación y erosión con radionucleidos
Msnm	Metros sobre el nivel del mar
OIEA	Organismo Internacional de Energía Atómica
OI	Olivino
Pg	Plagioclasa
PCA	Análisis de componentes principales
Qtz	Cuarzo
RUSLE	Ecuación universal revisada de pérdida de suelo
SAdA	Subcuenca Arroyo del Arbolito
SCdH	Subcuenca Cañada del Horno
USLE	Ecuación universal de pérdida de suelo
UNSCEAR	Comité Científico de las Naciones Unidas para el Estudio de los Efectos de las Radiaciones Atómicas
VTE	Valor tolerable de erosión
Zeol	Ceolita

## Resumen:

El suelo es un recurso natural fundamental para la humanidad y los ecosistemas, dado que conforma la base para la producción agrícola y posee diversos servicios ecosistémicos al desempeñar un papel clave en los ciclos del agua, los nutrientes y el carbono, y constituir un ambiente privilegiado para la flora y la fauna terrestre. Los distintos usos de éste pueden influir en cómo se redistribuye, resultando en procesos de erosión y/o depositación, que además pueden influir en la colmatación de cuerpos de agua naturales y artificiales. Los objetivos de este trabajo fueron realizar una evaluación retrospectiva de la redistribución de suelos en las subcuencas con distintos usos productivos, del Arroyo del Arbolito (SAdA) y de la Cañada del Horno (SCdH), ubicadas próximas al embalse de la Represa Hidroeléctrica de Baygorria. Para ello, fue utilizada la técnica del isótopo 137 de Cesio (<sup>137</sup>Cs) estableciendo sitios de referencia de concentración y aplicando un muestreo de suelo en transectas, junto con el mapeo geológico y la caracterización de atributos geomorfológicos del área.

Para la conversión de los datos de concentración de <sup>137</sup>Cs, se utilizaron los modelos Distribución de Perfil, Difusión y Migración, Balance de Masa I y II y MODERN. Los resultados indicaron que el modelo MODERN representa la opción más satisfactoria para realizar la conversión de concentración de <sup>137</sup>Cs a tasas de suelo perdidas o ganadas por hectárea por año. Dicho modelo arrojó una tasa de pérdida de suelo neta de 3,61 y 3,79 (Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>) para las SAdA y SCdH, respectivamente. Si bien los resultados son similares, la redistribución del suelo dentro de cada subcuenca es diferente, presentando variaciones según la ubicación del punto de muestreo a lo largo de las transectas (posiciones altas-medias-bajas). Respecto a las litologías, las cuencas no presentan grandes diferencias, y el estudio geomorfológico señaló que en la SAdA hay una relación directa del comportamiento del suelo con la pendiente, mientras que en la SCdH no se presenta dicha relación, lo que indicaría la influencia de factores antrópicos en los procesos de redistribución de suelo actuantes.

## Capítulo I - Introducción

Esta tesis aborda los resultados de un estudio cuantitativo de la concentración del isótopo 137 del Cesio, para su empleo en una evaluación retrospectiva de redistribución de suelos en el área de las SAdA y SCdH, en el Departamento de Río Negro. El empleo de esta técnica se ha incrementado últimamente debido a su relativa facilidad de aplicación en comparación con otras técnicas, como forma de aproximación a la problemática cada vez más creciente de pérdida de suelos. Este trabajo se enmarca dentro de dos proyectos internacionales de investigación: "Fortalecimiento en la región de los sistemas de vigilancia en obras hidráulicas, mediante el empleo de las técnicas nucleares para estimar el impacto de la sedimentación como riesgo ambiental y social" el cual es un fondo conjunto México-Uruguay (AMEXCID/AUCI, 2018-2021) y "Strengthening Surveillance Systems and Monitoring Programmes of Hydraulic Facilities Using Nuclear Techniques to Assess Sedimentation Impacts as Environmental and Social Risks", el cual es un Acuerdo Regional de Cooperación para la Promoción de la Ciencia y la Tecnología Nucleares en América Latina y el Caribe (ARCAL, 2018-2021).

A efectos de comparar cómo los distintos usos del suelo pueden influir en la redistribución de los mismos influyendo consecuentemente, en la posible sedimentación y colmatación de una represa hidroeléctrica, y buscar una respuesta geológica a este tipo de procesos, se seleccionaron las cuencas de esos sistemas de drenaje, las cuales drenan sus aguas hacia la Represa Hidroeléctrica de Baygorria y que cuentan con un uso del suelo distinto: ganadería extensiva y agricultura intensiva. Dichas cuencas forman parte del área de estudio y del diseño de muestreo elegido en los proyectos mencionados anteriormente.

## 1.1 Suelo

#### 1.1.1 Características principales

Todas las rocas pueden ser destruidas por procesos de desagregación física y/o descomposición química, resultando en una primera instancia en la formación de fragmentos de rocas más pequeños (grava, arena, limo), materiales solubles y nuevos minerales (secundarios). A su vez, estos componentes pasarán a conformar el material parental donde el suelo se origine y la naturaleza de ellos jugará un papel determinante en las características de dicho suelo (Brady & Weil, 2016). El suelo es entonces, un material formado a partir del intemperismo de rocas y sedimentos bajo los efectos del agua, aire y organismos vivos. El material parental que se intemperiza controla la cantidad de agua que percola en él a través del perfil de suelo, así como la formación de variados minerales arcillosos, que pueden desarrollarse a medida que la formación de suelo evoluciona. El suelo es un recurso natural fundamental para la humanidad y muchos organismos, dado que conforma la base para la producción agrícola y posee diversos servicios ecosistémicos, al desempeñar un papel clave en los ciclos del agua, los nutrientes y el carbono, y constituir un ambiente privilegiado para la flora y la fauna terrestre.

La tasa de formación de suelo no excede usualmente los 0,1 mm de capa de suelo por año, y en el caso de suelos fértiles adecuados para agricultura, este proceso se enlentece enormemente, llegando a formar 0,1 mm cada cientos y/o miles de años (Fulajtar *et al.*, 2017). Si bien esta tasa de formación puede llegar a ser extremadamente lenta, su tasa de pérdida, al contrario, alcanza valores muy altos, especialmente si el suelo descubierto queda expuesto a la erosión por el agua o el viento (*op. cit*).

#### 1.1.2 Erosión del suelo

La erosión del suelo y la sedimentación asociada, son procesos formadores del paisaje, naturalmente causados por la acción del agua, el viento y/o el hielo. Además, se encuentran fuertemente influenciados por otros factores naturales tales como el sustrato litológico, el clima, la geomorfología del terreno (pendientes, formas del terreno), así como por la intervención antrópica mediante acciones como la deforestación, cambios en el uso de suelo, la aplicación prolongada de un monocultivo, pastoreo excesivo, entre otros (Garcia Prechac, 1992). La erosión del suelo puede causar su deterioro en el sitio donde ocurren prácticas que favorecen dicho proceso, derivando por ejemplo en una degradación del paisaje, la pérdida de fertilidad del suelo y/o de tierras productivas para la agricultura y ganadería. Por otro lado, puede generar otros tipos de procesos en otras posiciones del paisaje y del ecosistema donde el suelo se encuentra, tales como el exceso de agua

(inundaciones), mayor producción de sedimentos, depositación de sedimentos aguas abajo en campos, llanuras de inundación y/o cuerpos de agua, contaminación del agua, eutrofización, entre otros. Se ha constatado, además, otro tipo de consecuencias asociadas a estos procesos de erosión-sedimentación, destacándose el impacto negativo en obras hidráulicas donde la colmatación de las mismas a causa de la sedimentación constituye un riesgo de carácter ambiental y social (Martínez de la Vallina, 2013). Generalmente, todos estos fenómenos traen consigo un continuo y exponencial crecimiento del deterioro ambiental y económico (Burkart, 2002).

En Uruguay, la erosión del suelo es uno de los principales problemas ambientales, fundamentalmente relacionada a las actividades agropecuarias que se incrementan año tras año. Varios estudios de erosión en nuestro país, indican que alrededor del 30% del territorio nacional sufrió algún grado de degradación por erosión (Cayssials et al., 1978; Sganga et al. 2005 en Hill, 2007). Además, de acuerdo a la FAO, los sedimentos asociados a la erosión son el principal contaminante de aguas superficiales (Ongley, 1997). El interés por la preservación del suelo ha crecido exponencialmente, frente a la escasez cada vez mayor de agua y la limitación de tierra para alimentar a una población mundial que crece de manera exponencial (op. cit.). Por este motivo, es urgente la necesidad de información cuantitativa y confiable sobre la extensión y la magnitud de la erosión del suelo, de manera de obtener una evaluación multidisciplinar comprensiva del problema, identificando áreas de aporte de sedimentos y áreas en las que ocurra depositación, es decir, áreas erosionadas y áreas sedimentadas, respectivamente. De esta forma es posible apuntalar la selección de tecnologías y planes de manejo, que permitan efectivizar la conservación de este importante recurso y/o planificar la remediación de áreas con pérdida de suelo, identificando "puntos calientes" de erosión (evaluación de impactos ambientales y económicos). Reunir esta información implicaría también obtener datos valiosos a ser incorporados, por ejemplo, a los sistemas de vigilancia de obras hidráulicas para la definición de estrategias preventivas y de mitigación de riesgos.

#### 1.1.3 Redistribución de suelo: técnicas de cuantificación

Como se mencionó anteriormente, el proceso de redistribución del suelo puede ser consecuencia de numerosos factores que interactúan entre sí a diferentes escalas espacio-temporales, por lo que la tarea de describir estos procesos no es sencilla. Los métodos convencionales que cuantifican estos procesos, como por ejemplo el Método de Medición con Estacas (Hudson, 1982), conllevan una labor intensiva y un gran consumo de tiempo. Se ha detectado que algunos isótopos pueden ser utilizados como trazadores del suelo (Cambray, et al. 1983), ayudando a satisfacer las deficiencias de los métodos convencionales. Los isótopos son átomos de igual número atómico pero distinto número de masa, es decir, distinto número de neutrones en el núcleo atómico (Chang, 2010). Algunos isótopos estables y radionucleidos presentes en el ambiente son utilizados en la actualidad como trazadores ambientales del suelo. Un ejemplo de esto, es el uso del isótopo 137 del Cesio (<sup>137</sup>Cs), un radionucleido producto de fisión nuclear, liberado a la atmósfera durante las pruebas nucleares atmosféricas, ocurridas principalmente en las décadas de 1950-1960 (Bernard, et al., 1998), con un pico máximo en el hemisferio sur registrado entre los años 1963-1965 (García Agudo, 1998). El proceso de depósito atmosférico de radionucleidos se conoce como Fallout RadioNuclides (FRN por sus siglas en inglés). El principio básico del método del <sup>137</sup>Cs para la evaluación de la erosión del suelo se basa en sus características químicas. Cuando el <sup>137</sup>Cs entra en contacto con el material del suelo, se une firmemente a sus coloides (Tamura, 1964) y esta unión no es mayormente afectada por procesos como la lixiviación o la absorción de las plantas. El <sup>137</sup>Cs se mueve en conjunto con las partículas del suelo, lo que significa que cualquier cambio en los contenidos de <sup>137</sup>Cs indica la ocurrencia de cambios en los procesos de la redistribución del mismo por agentes físicos (por ejemplo, erosión del suelo por acción hídrica y/o eólica). Por estas características, el uso de este isótopo es una herramienta de gran utilidad para evaluar la redistribución del suelo, permitiendo identificar puntos donde ocurre erosión y puntos donde ocurre depositación del mismo.

Varios trabajos confirman que la medición de <sup>137</sup>Cs en suelos por espectrometría gamma puede ser utilizada para estimar la erosión y la sedimentación a nivel de subcuencas (Fulajtar *et al.*, 2017; Bernard *et al.*, 1998). En Uruguay particularmente existen tres trabajos que utilizaron <sup>137</sup>Cs, demostrando la

suficiente cantidad analitica de este isótopo (concentración suficiente para ser cuantificado), y la buena calidad como indicador de redistribución del suelo en Uruguay (Alonso et al., 2012; Tassano et al., 2020; Chaboche, et al. 2021). Para que las medidas de concentración de actividad superficial de <sup>137</sup>Cs (Bg.m<sup>-2</sup>) obtenidas mediante este tipo de espectrometría se traduzcan en pérdida o ganancia de suelo, expresadas en megagramos por hectárea por año (Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>), se utilizan modelos matemáticos de conversión. El modelo de distribución de perfiles (PDM por sus siglas en inglés, Profile Distribution Model) y el modelo de difusión y migración (DMM por sus siglas en inglés Diffusion and Migration Model) (Walling, et al., 2002; Walling, et al., 2011; Walling, et al., 2014) son convenientes para estimar tasas de erosión en sitios donde la acción mecánica del arado por cultivo no fue aplicada. El modelo proporcional (PM por sus siglas en inglés, Proportional Model) y los modelos de balance de masas I, II, III (MBM por sus siglas en inglés, Mass Balance Model), son convenientes para ser utilizados en terrenos en los que fue aplicado el arado por cultivo. El modelado de tasas de depositación-erosión con radionucleidos (MODERN, por sus siglas en inglés, Modelling Deposition and Erosion rates with Radio-Nuclides) es un modelo que compara el perfil en profundidad de un sitio de referencia con el contenido de las muestras tomadas. Este modelo puede ser utilizado en zonas aradas o sin arar (Arata et al., 2016). Todos los modelos serán descritos con mayor detalle en el capítulo 3 de este trabajo.

La cuantificación de las tasas de producción de sedimentos bajo procesos de erosión en Uruguay, se ha obtenido tradicionalmente a través de modelos empíricos como la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (USLE por sus siglas en inglés, Universal Soil Loss Equation) y la Ecuación Universal Revisada de Pérdida de Suelo (RUSLE por sus siglas en inglés, Revised Universal Soil Loss Equation) (Renard *et al.*, 1995). Dichos modelos fueron validados para Uruguay (García Prechac & Duran, 1998) y en este marco, las autoridades de recursos naturales del país crearon un programa de software, EROSION 6.0 (basado en USLE/RUSLE), que se utiliza para planificar el uso de la tierra y cumplir con las regulaciones en términos de conservación del suelo en Uruguay (Bidegain, 2017; Hill *et al.*, 2013). Por este motivo, es imperante la aplicación de un modelo empírico basado en medidas experimentales.

Por lo mencionado anteriormente, se entiende pertinente la aplicación de una técnica novedosa que tome como trazador del suelo la presencia de <sup>137</sup>Cs en

Uruguay, para tomarlo como indicador cuantitativo de los procesos de erosión y sedimentación a nivel de subcuencas. Para ello, en este trabajo se cuantificó la concentración de <sup>137</sup>Cs en dos subcuencas con distintos usos del suelo, y dichas concentraciones fueron traducidas a tasas de pérdida-ganancia de suelo por hectárea por año mediante la aplicación del Modelo de Conversión de Balance de Masas II, el Modelo de Distribución de Perfiles y MODERN, según el uso del suelo de cada subcuenca de estudio. Destaco la implementación de la técnica de 137-Cesio como un abordaje pionero en la búsqueda de respuestas a problemas de importancia geológica en nuestro país, que en suma, implicó un abordaje interdisciplinario y por lo tanto acompañado de desafíos metodológicos y conceptuales. Dicho proceso formó y fortaleció nuevos recursos humanos en técnicas nucleares y deja abierta la posibilidad de continuar con variadas investigaciones en la temática.

## 1.2 Objetivos general y específicos

El objetivo general de este trabajo fue realizar una evaluación retrospectiva de la redistribución de suelos en las SAdA y SCdH, las cuales se ubican en las proximidades del embalse de la Represa de Baygorria y poseen diferentes usos productivos, utilizando como indicador la concentración de <sup>137</sup>Cs y atributos geomorfológicos del área.

Objetivos específicos

- a) Evaluar la aplicabilidad de la técnica de <sup>137</sup>Cs para estimar las tasas de redistribución del suelo inducidas por distintos usos de suelo (agrícola y ganadero) en las subcuencas mencionadas.
- b) Evaluar la aplicabilidad de distintos modelos matemáticos de conversión, utilizados para traducir medidas de concentración de <sup>137</sup>Cs en tasas de suelo perdidas o ganadas, expresadas en megagramos por hectárea por año.
- c) Realizar el mapeo geológico de las áreas de trabajo a escala 1:20.000.

## 1.3 Hipótesis

En el marco de esta investigación se plantearon las siguientes hipótesis:

- La SAdA no posee una redistribución de suelo considerable debido a su uso extensivo del suelo. Dicha estabilidad depende principalmente de factores naturales.
- La SCdH posee una redistribución de suelo considerable como consecuencia del uso intensivo del suelo. Dicha redistribución no será dependiente únicamente de factores naturales, tales como atributos geomorfológicos de la subcuenca.

# Capítulo II - Consideraciones generales del área de estudio

## 2.1 Características generales

El área de trabajo se encuentra en la región Sureste del departamento de Río Negro, al Norte de la represa hidroeléctrica de Baygorria (Departamento de Durazno).



Figura 1: Ubicación regional del área de estudio en sombreado negro. Capturas de mapas tomadas de Google Maps. Edición realizada en diseñador Inkscape.

Dicha área abarca dos subcuencas hidrográficas las cuales se encuentran separadas por el Arroyo Rolón. La subcuenca ubicada al Oeste de dicho arroyo pertenece al Arroyo del Arbolito, que abarca un área aproximada de 20.94 km<sup>2</sup> y es utilizada principalmente para ganadería extensiva, teniendo la mayor parte de su superficie compuesta por pastura natural. La subcuenca ubicada al Este pertenece a la Cañada del Horno, que abarca un área de 10.44 km<sup>2</sup> y es utilizada principalmente para agricultura intensiva, con cultivos mayores a 4-5 hectáreas. La información de

uso de suelo fue recabada a partir de entrevistas con propietarios de estancias ubicadas en el área de trabajo, imágenes satelitales e información presentada en el Atlas de Cobertura de Suelo del Uruguay (Figura 2).



Figura 2: Cobertura del suelo del año 2015. Tomado de geo-visualizador de DINAMA y editado en Diseñador Inkscape.

Ambas subcuencas drenan hacia el embalse de la represa hidroeléctrica de Baygorria. La SAdA se encuentra bordeada por la Ruta N°4, y se puede acceder a ella tanto desde el departamento de Durazno como por el departamento de Río Negro. Para acceder a la SCdH se accede por la Ruta N°20 y luego por un camino vecinal (Figura 3).



Figura 3: Localización del área de trabajo (polígonos negros).

El área de trabajo se encuentra contenida parcialmente dentro de cuatro cartas topográficas a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar: Paso de Balbuena M17, Grecco M18, Tres Árboles L17 y Baygorria L18 (Figura 4).



Figura 4: Mosaico elaborado con las cartas topográficas del Instituto Geográfico Militar. Se resaltan en negro las dos áreas de estudio. Edición realizada en diseñador Inkscape.

## 2.2 Medio físico

#### 2.2.1 Geomorfología

El área de estudio se encuentra en la región morfoestructural definida como Cuesta Basáltica por Panario *et al.* (1998). Esta morfoestructura compuesta por derrames basálticos de la Formación Arapey (Bossi, 1966), se ubica en la región Noroeste del país y posee como su nombre lo indica una estructura en cuesta (ladera), con un predominio de los frentes orientados hacia el Este (Figura 5).



Figura 5: Mapa geomorfológico del Uruguay según Panario (1988) en Álvarez & De Souza (2010).

Este tipo de litologías con un predominio de cumbres horizontales favorecen la generación y preservación de formas principalmente aplanadas, que en ocasiones son cortadas por planos erosivos apareciendo con límites relativamente paralelos, lo que en general se acepta como prueba suficiente del origen erosivo de las formas. Es común que las laderas formadas sean de tipo cóncavo ya que los suelos generados en estas condiciones son superficiales, característica del dominio de la erosión, sobre procesos de pedogénesis y reptación.

El relieve del área de estudio varía entre lomadas suaves con valles cóncavos asociados a relieves escarpados con relieves de disección, asociados a las principales vías de drenaje. En las zonas más bajas las laderas son ligeramente cóncavas con pendientes que varían entre 1% a 6%. Las curvas de nivel máxima y mínima de la SAdA son de 130 y 60 msnm (metros sobre el nivel del mar) respectivamente. Las curvas de nivel máxima y mínima de la SCdH son de 100 y 60 msnm respectivamente (Figura 6 y 7).



Figura 6: Curvas de nivel del área de trabajo (polígonos negros). Edición realizada en Diseñador Inkscape.



Figura 7: Modelo digital de la zona de estudio. Se señala la subcuenca Arroyo Rolón, que engloba a las SAdA y SCdH. Además, en amarillo, se indican los puntos de muestreo de suelo realizados.

#### 2.2.2 Suelo

Según lo establecido por la Carta de Reconocimiento de Suelos del Departamento de Río Negro a escala 1:200.000 (MGAP, 2002), la zona de estudio comprende dos tipos de suelos. El área comprendida por la SAdA posee suelos tipo *Cu1* casi en su totalidad y suelos tipo *ITA2* hacia sus extremos. El área de la SCdH posee los mismos tipos de suelo en proporciones similares (Figura 8).



Figura 8: Geomofología y tipos de suelos del área de estudio, según la Carta de Reconocimiento de Suelos del Departamento de Río Negro, a escala 1:200.000 (MGAP, 2002). Edición realizada en Diseñador Inkscape.

El código de suelos *Cu1*, corresponde a suelos que dominantemente son Brunosoles eútricos y Vertisoles háplicos arcillosos, moderadamente profundos a superficiales. Asociados a estos ocurren Litosoles subéutricos melánicos. Dichos suelos se forman sobre tierras onduladas fuertes (pendientes mayores a 6%), específicamente sobre colinas escarpadas de rocosidad moderada. El código de suelos *ITA2*, corresponde a suelos que dominantemente son Vertisoles háplicos arcillosos, profundos y Brunosoles eútricos típicos, limo arcillosos, vérticos y moderadamente profundos. Asociados a estos ocurren suelos superficiales, tales como Litosoles éutricos melánicos, limo arcillosos. Estos suelos se forman sobre tierras onduladas suaves (pendientes menos a 6%), específicamente sobre lomadas largas, ligeramente convexas. Los dos tipos de suelo y su formación se encuentran asociadas a litologías basálticas. Por otro lado, ambas áreas de estudio presentan una variedad de suelos que pueden clasificarse y agruparse en grupos según la Comisión Nacional de Estudios Agroeconómicos de la Tierra (CONEAT, 1979). Si bien estos grupos no son estrictamente unidades cartográficas básicas del suelo, son de mucha utilidad a la hora de definir unidades con características homogéneas (Figura 9).



Figura 9: Tipos de suelos según la carta CONEAT (1979) abarcados por las subcuencas de estudio. Edición realizada en diseñador Inkscape.

La SAdA posee los grupos de suelo CONEAT: *12.22, 1.11b, 1.10b* y *12.21.* Las características de dichos grupos son desarrolladas a continuación.

#### Grupo 12.22

Lomadas con pendientes fuertes y suaves (entre 1 a 6 %) con valles cóncavos asociados. Los suelos dominantes son Vertisoles háplicos (grumosoles) y Brunosoles éutricos típicos. Asociados a estos se encuentran suelos de menor profundidad: Vertisoles háplicos (grumosoles) moderadamente profundos, Brunosoles éutricos típicos moderadamente profundos y superficiales, y Litosoles éutricos melánicos. El uso actual es pastoril y existen algunas áreas donde se puede practicar agricultura con limitaciones. Se corresponde con la unidad Itapebí - Tres Árboles de la carta a escala 1:1.000.000. El índice de productividad es de 151.

#### Grupo 1.11b

Colinas y lomadas fuertes con pendientes de entre 5 y 12% pertenecientes a la Formación Arapey. Poseen asociados interfluvios plano-convexos con laderas convexas y escarpadas. La rocosidad y/o pedregosidad varias de 10 a 20% y predominan los suelos superficiales con manchones sin suelos. De forma asociada ocurren suelos con profundidad moderada. Los suelos principales que ocurren son Litosoles subéutricos melánicos, ródicos. Asociados a estos ocurren Brunosoles éutricos típicos, moderadamente profundos y/o superficiales. Accesoriamente se encuentran suelos de mayor profundidad (grumosoles) ocupando las concavidades del terreno y vías de drenaje secundarias. El uso actual de los suelos es pastoril. Se corresponde con la unidad Cuchilla de Haedo-Paso de los Toros de la carta escala 1:1.000.000. Se distribuye en toda la región basáltica. El índice de productividad es de 40.

#### Grupo 1.10b

Sierras con escarpas escalonadas y laderas de disección de forma convexa, incluyendo valles pequeños, con pendientes de más de 10-12%. La rocosidad y/o pedregosidad varían de 20 a 30%. La mayor parte de la superficie del grupo se encuentra ocupada por suelos superficiales y manchones sin suelo, donde aflora la roca basáltica; el resto son suelos de profundidad moderada. Los suelos dominantes son Litosoles subéutricos melánicos, ródicos (litosoles pardo rojizos), con una profundidad de hasta 30 cm, aunque normalmente son muy superficiales (menos de 10 cm); como asociados, ocupando pendientes menores, se encuentran Litosoles éutricos melánicos y Brunosoles éutricos. Ocupando pequeños valles y zonas cóncavas, se encuentran Vertisoles háplicos (grumosoles) de profundidad moderada y profundidad de Haedo-Paso de los Toros de la carta a escala 1:1.000.000. Se distribuye en toda la región basáltica. El índice de productividad es de 30.

#### Grupo 12.21

Valles con escarpas accesorias. Los suelos dominantes son Vertisoles háplicos (grumosoles). Los asociados que ocupan los quiebres de pendiente y las escarpas son Brunosoles éutricos típicosm moderadamente profundos y superficiales y Litosoles éutricos melánicos. Son suelos de uso fundamentalmente

pastoril. Este grupo se corresponde con la unidad Itapebí - Tres Árboles de la carta a escala 1:1.000.000. El índice de productividad es de 153.

La SCdH posee los grupos de suelo CONEAT: 1.10b, 1.11b, 1.21, 2.11, 12.13 y 12.22. Las características de dichos grupos son desarrolladas a continuación (se omite describir nuevamente los grupos de suelo en común que poseen las subcuencas).

#### Grupo 1.21

Lomadas fuertes con pendientes entre 3 a 6% que incluyen pequeños interfluvios y valles. La rocosidad y/o pedregosidad varía entre 2 a 6%. Los suelos dominantes son Litosoles éutricos melánicos y Brunosoles éutricos típicos de profundidad moderada y superficiales. Asociados aparecen Litosoles subéutricos melánicos, entre otros. El uso actual del grupo es pastoril, aunque en algunas zonas se realiza agricultura. Integra la unidad Curtina de la carta a escala 1:1.000.000. Se distribuye en toda la región basáltica. El índice de productividad es de 86.

#### Grupo 12.11

Lomadas suaves con pendientes entre 1 a 3% con valles cóncavos asociados e interfluvios ondulados convexos. Dominan los suelos del tipo Vertisoles háplicos y Brunosoles éutricos típicos. En zonas de pendientes más fuertes aparecen asociados Litosoles éutricos melánicos. El uso actual es pastoril agrícola. Se corresponde con la unidad Itapebí - Tres Árboles de la carta a escala 1:1.000.000. El índice de productividad es de 162.

#### <u>Grupo 12.13</u>

Valles donde dominan los suelos tipo Vertisoles háplicos con Brunosoles éutricos típicos profundos y Litosoles asociados, los cuales ocupan los quiebres de pendientes. El uso actual es pastoril, con áreas donde se puede realizar agricultura. Se corresponde con la unidad Itapebí - Tres Árboles de la carta a escala 1:1.000.000. El índice de productividad es de 158.

#### 2.2.3 Demografía

El departamento de Río Negro posee una población de 54.765 habitantes según INE (2011). Próxima al área de estudio, se ubica la localidad de Grecco con una población de 598 habitantes. La actividad económica primordial del área y el entorno, es la relacionada a la agricultura intensiva y la ganadería extensiva de tipo pastoril. Se destaca una creciente actividad forestal durante los últimos meses, la cual ha ocupado predios de extensión considerable en el entorno del área de estudio. El área posee una mínima actividad turística-recreativa basada en la pesca deportiva y deportes náuticos en el lago Baygorria.

#### 2.2.4 Hidrografía

Las subcuencas de estudio se encuentran definidas a partir de sus cursos de agua principal: Arroyo del Arbolito y Cañada del Horno. Ambos cursos de agua desembocan en el Arroyo Rolón, de dirección Norte-Sur. El A° del Arbolito posee una dirección general casi Este-Oeste, su red de drenaje es del tipo dendrítica y sus nacientes se localizan hacia la zona de interfluvio ubicada al Oeste del mismo, la cual coincide con la ubicación de la ruta nacional Nª4. La Cañada del Horno posee una dirección general Noreste, su red de drenaje es también del tipo dendrítica y sus nacientes se localizan hacia la zona de interfluvio ubicada al Este de la misma.

#### 2.2.5 Clima

En lo que respecta al clima, el departamento de Río Negro presenta un promedio anual de temperaturas que oscilan entre los 17,5 y 18 °C, y precipitaciones medias de entre 1100 mm y 1300 mm (INUMET). Según la clasificación climática de Köppen (1930), el clima de Río Negro es similar al de todo el país, y se clasifica como "Cfa". La letra *C* alude a un clima templado, moderado y lluvioso, con una temperatura en la estación más fría de entre -3º y 18 °C. La letra *f* refiere a un clima húmedo, con lluvias irregulares. Y la letra *a* refiere a la temperatura mayor a 22°C en el mes más cálido.

# Capítulo III - Marco geológico

## 3.1 Contexto geológico regional

Uruguay tiene una extensión territorial on-shore de 176.215 km<sup>2</sup> y posee una amplia variedad litológica, con rocas que abarcan edades desde el Argueano hasta depósitos sedimentarios de edad Actual (Hartman et al., 2001). El territorio uruguayo se compone de un arreglo de blogues corticales que poseen cada uno, una naturaleza, edad e historia geológica diferente. Entre estos bloques median discontinuidades en todas las escalas, a las que a su vez se asocian rocas supracorticales y eventos magmáticos. Todo este arreglo litológico en su conjunto, es conocido como Escudo Uruguayo (Masquelín, 2006), el cual aflora en un 44% de la superficie del territorio nacional y se caracteriza por haber logrado alcanzar una relativa estabilidad tectónica al final de lo que se conoce como Ciclo Brasiliano (hace aproximadamente 480 Ma) (Almeida et al., 1976). Constituye el basamento actual sobre el cual se desarrollaron las cuencas sedimentarias fanerozoicas y como tal, fue determinante en varios aspectos para el desarrollo de dichas cuencas sedimentarias suprayacentes. Varios trabajos evidencian la influencia del Escudo Uruguayo en el desarrollo particularmente de la Cuenca Norte, en factores como: desarrollo de depocentros y altos internos, áreas de aporte de sedimentos, áreas con generación de magmatismo y evidentemente, su relleno sedimentario (de Loczy 1996; Fulfaro et al. 1982; Cordani et al. 1984).

Sobre el territorio uruguayo se reconocen varias cuencas sedimentarias (Figura 15). Tres de ellas se localizan *on-shore* y otras tres en el *off-shore*. La región centro-Norte uruguaya se encuentra ocupada por la Cuenca Norte, la cual a nivel regional forma parte de la Cuenca del Paraná. Ocupa una superficie aproximada de 90.000 km<sup>2</sup>, comprendiendo los departamentos de Artigas, Salto, Tacuarembó, Rivera, Paysandú y cubre de forma parcial los departamentos de Cerro Largo, Durazno y Río Negro (De Santa Ana *et al.* 2006). En la región Suroeste del territorio uruguayo, al Oeste de la Zona de Cizalla Sarandí del Yi se encuentra la Cuenca Santa Lucía y al Este de la Zona de Cizalla de Sierra Ballena se encuentra la Cuenca Laguna Merín. Ambas cuencas junto con otros depocentros o fosas tectónicas menores, conforman lo que se denomina como el lineamiento SaLAM

(Santa Lucía-Aiguá-Merín). Este lineamiento se corresponde con un extenso corredor estructural y su origen de edad Juro-Cretácica se encuentra relacionado a la apertura del Océano Atlántico (Veroslavsky *et al.* 2004).



Figura 10: Cuencas sedimentarias del Uruguay. Modificado de Veroslavsky et al. (2004) en Diseñador Inkscape.

## 3.2 Contexto geológico del área de estudio - Antecedentes

#### 3.2.1 Formación Arapey

En el área de estudio afloran litologías del tipo basálticas, que integran la Formación Arapey (*sensu* Bossi 1966).

Walther (1927) realizó las primeras descripciones sobre esta unidad, dejando detallados estudios de petrografía y aportando los primeros datos geoquímicos disponibles.

Groeber (1932) mediante el estudio de un sondeo realizado en Rincón del Bonete describió la existencia de 8 derrames superpuestos y estableció las pautas para el reconocimiento de cada colada, independiente por su estructura interna. Niveles lajosos en la base, niveles masivos en la parte central y vesiculares o brechoides en el techo.

Lambert (1940) hace mención de la unidad bajo el nombre de "*Rocas Efusivas de Serra Geral*". Dichas rocas formarían parte de la Neogondwana y aunque en gran parte se encuentran recubiertas por rocas más jóvenes, ocuparían toda la región oriental del departamento de Río Negro. El autor describe a estas rocas como "*rocas microlíticas, esencialmente constituidas por plagioclasas y augita, sin o con olivina, que a simple vista aparecen como rocas compactas, densas, de textura firmemente granular, más raramente escoriácea, de color variable".* 

Umpierre (1965 *in* Bossi, 1966) realiza un estudio geocronológico de los basaltos que conforman esta unidad aplicando técnicas de Potasio-Argón, obteniendo una edad de 128,1 Ma.

Bossi (1966) denomina a esta unidad como Formación Arapey, definiendo una sucesión de derrames de basalto tholeítico, cuyo espesor varía hacia el Norte y Oeste. Dentro de cada derrame o colada define tres zonas las cuales poseen distinta textura, estructura, color y composición, donde a partir de esta estructura tripartita determina el espesor y el número de coladas de cada región, como estableció Groeber (1932). La roca dominante de esta unidad es un *"basalto constituido por labradorita y augita, ilmenita, magnetita y apatito como accesorios* (...). La textura de estas rocas es variable desde microcristalina hasta intersectal, en que la plagioclasa se ha desarrollado en forma de bastoncitos visibles a ojo desnudo". Según el autor, la no existencia de rocas piroclásiticas prueba que estos derrames se efectuaron a través de fisuras sin episodios explosivos.

Bossi menciona además que en algunas regiones son encontrados lentes de areniscas de la Formación Tacuarembó entre derrames sucesivos, lo que permitió en su momento hacer inferencias acerca de la edad de esta unidad. El magmatismo mesozoico que dio origen a la Formación Arapey está asociado a los eventos tectónicos que fueron responsables de la apertura del océano Atlántico, denominada por Almeida (1972) como "Reactivación Waldeniana".

Bossi (1974) publica el resultado de un trabajo cartográfico realizado entre los años 1968-1973, donde fueron cubiertas 22 hojas del sistema cartográfico nacional, obteniendo así un primer intento de la evolución estratigráfica interna de la Formación Arapey colada por colada.

Almeida (1983), siguiendo trabajos anteriores, afirma que la Reactivación Waldeniana fue producto de movimientos diferenciales ocurridos en el interior de los núcleos cratónicos gondwánicos. Como consecuencia de dichos movimientos antiguas fallas fueron reactivadas, lo que cedió paso al movimiento de bloques, la formación de arcos a nivel cortical y cuencas marginales, y una intensificación de la subsidencia de la Cuenca Paraná. Todos estos eventos, fueron acompañados de volcanismo de naturaleza alcalina, contemporáneo al magmatismo tholeítico que predominó en la Cuenca Paraná.

Bellini *et al.* (1984) mencionan que la erupción de estos grandes volúmenes de magma, que inundaron la cuenca sedimentaria Paraná, ocurrió durante el Cretácico Inferior (principalmente entre los 135 y 120 Ma) y que dicha erupción está relacionada con la apertura del océano Atlántico. Además, dividen a este magmatismo en dos tipos de acuerdo con el contenido en TiO<sub>2</sub>: basaltos de bajo Ti (<2% en peso) y basaltos de alto Ti (>2% en peso). Proponen también, que las diferencias composicionales se encuentran bien distribuidas espacialmente, encontrándose basaltos de bajo Ti en la región más austral y los basaltos de alto Ti en la región más septentrional de la Cuenca Paraná. Además, a partir de los análisis mineralógicos, petroquímicos y de química general realizados en su trabajo, los autores afirman que los basaltos son de naturaleza tholeítica y que el magmatismo puede ser considerado como un magmatismo diferenciado.

Para Preciozzi *et al.* (1985) durante el Mesozoico ocurrieron cuatro etapas de fracturación en nuestro país, cada una caracterizada por diferentes asociaciones magmáticas. La cuarta y última de estas etapas de fracturación y su
correspondiente magmatismo, tuvo lugar durante el Cretácico Inferior y está representada por los derrames basálticos correspondientes a la Formación Arapey. Los autores ubican a esta unidad dentro de las unidades del Cretácico Inferior y la definen como *"Lavas básicas de tipo basalto tholeítico, con estructura en coladas, que presentan intercalaciones de areniscas eólicas"*. Mencionan, además, que sus relaciones estratigráficas son discordantes tanto en la base con el Basamento Cristalino, las formaciones devónicas, la Formación San Gregorio y la Formación Tacuarembó, así como en el tope con las formaciones del Cretácico Superior (Guichón, Mercedes y Asencio) y del Cenozoico.

Piccirillo et al. (1988) apoyan la división de la Provincia Magmática de la Cuenca Paraná en tres zonas, donde el magmatismo de la Formación Arapey pertenece a la región Sur. Los autores afirman, además, que la mayoría de las rocas de esta provincia son rocas básicas (65%), pero también hay términos intermedios (andesibasaltos - 22%) y términos ácidos (13%). Encontrándose en nuestro país principalmente las de composición básica. Además, realizan la descripción petrográfica detallada de todos los tipos litológicos que posee esta provincia, a partir de la cual informan que las rocas básicas se tratan de basaltos afaníticos a subafaníticos, que usualmente tienen un contenido menor al 5% del volumen de fenocristales (cristales de tamaño entre 05 - 2 mm) y/o microfenocristales (cristales de tamaño entre 0,2 - 0,5 mm) de augita, plagioclasa, pigeonita, y en menor proporción Ti-magnetita e ilmenita. Mencionan también, que los basaltos de bajo Ti contienen mayor contenido de pigeonita y menor contenido de Ti-magnetita y olivino, que los de alto Ti. En este trabajo también se sostiene la idea de la similitud entre las provincias Paraná y Etendeka, donde los estudios demuestran que la estratigrafía, la edad, la mineralogía, la petrología, la geoquímica, las evidencias paleomagnéticas y radiométricas de la provincia Etendeka se corresponden perfectamente con el Sur de la provincia de Paraná. Por lo que esta coincidencia permitiría afirmar que ambas provincias formaron parte de la misma secuencia magmática formada en una fase de pre-drift. Junto a esto se apoya la noción de una heterogeneidad litosférica, la cual fue fuente de los distintos tipos de magma erupcionados.

Bossi & Navarro (1991) realizan una nueva síntesis de esta unidad, donde figuran propuestas de "regionalización petrográfica", apuntando a aspectos mineralógicos y texturales. Además, a partir de información geoquímica reconocen que las rocas de esta unidad poseen un contenido pobre en titanio ( $TiO_2 < 1\%$ ). Desde el punto de vista estructural, los autores reconocen la existencia de fallas regionales importantes de rumbo general Noroeste, las cuales delimitan varios bloques con variaciones litológicas, estructurales y de potencia. A pesar de esto, los autores mantienen la estratigrafía sugerida por Bossi *et al.* (1974).

Renne *et al.* (1992) dataron al magmatismo en la cuenca Paraná con una edad de cristalización de 133±1 Ma (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) (Cretácico Temprano) y, además, afirman que éste duró menos de un millón de años. Estos datos indicarían una tasa de erupción en el orden de 1,5 kilómetros cúbicos por año (km<sup>3</sup>/año), lo que sería consistente con la noción de que la erupción o formación de este magmatismo tuvo origen bajo la influencia de una pluma mantélica, específicamente la pluma mantélica Tristán Da Cunha. Además, mencionan que este vulcanismo posee un tope de edad marcado por las areniscas eólicas de la Formación Botucatú (Brasil) de edad Jurásico Tardío - Cretácico Temprano, la cual se correlaciona con la Formación Tacuarembó en nuestro país (França *et al.* 1995).

Stewart *et al.* (1996) se contraponen a lo propuesto por Renne *et al.* (1992) acerca de un magmatismo rápido de 1 Ma, exponiendo que los datos de geocronología en tres dimensiones indican que la duración del magmatismo fue de 12 Ma. Por otro lado, indican también que los distintos tipos de magma de la provincia Paraná-Etendeka (alto y bajo Ti) fueron diacrónicos, afirmando la noción de una variación composicional en la fuente mantélica.

Peate (1997) propone que la apertura del Océano Atlántico y las manifestaciones magmáticas asociadas a este evento tectónico importante integran un conjunto denominado "*Large Igneous Provinces (LIP*)" (Coffin & Eldholm, 1971). Los remanentes sudamericanos y africanos de estas LIPs pertenecen a lo que se denominó Provincia Paraná-Etendeka. El autor describe que ésta provincia cubre al menos 1,2 x 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>, comprendiendo los países de Brasil (Formación Serra Geral), Uruguay (Formación Arapey), Este de Paraguay (Formación Curuzú Cuatiá) y Norte

de Argentina (Miembro Posadas), y que su extensión se encuentra delimitada por los márgenes de la subyacente Cuenca Sedimentaria Paraná.

Bossi & Shipilov (1998) proponen renombrar a la Formación Arapey (*sensu* Bossi 1966) como Grupo Arapey, para designar a "*la sucesión de derrames basálticos intracratónicos de edad Mesozoica con niveles de areniscas eólicas cuarzo-feldespáticas intertrappeanas que se desarrolla en el NW del Uruguay*". Estos autores aportan información sobre la gravimetría, geología estructural, geomorfología, geoquímica, petrografía, litología, mineralogía, variaciones de potencia y características edáficas de esta unidad, que sustenta la división de la Formación Arapey (*sensu* Bossi 1966) en seis bloques, otorgándole posteriormente a cada bloque la jerarquía litoestratigráfica de formación; y al conjunto de estas formaciones, el rango de Grupo.

El área de este trabajo de tesis se ubica en lo que los autores definen como bloque IV o Formación Paso de los Toros. Ésta se caracteriza por un relieve plano a muy suavemente ondulado, con derrames de basalto poco potentes (entre 10 y 20 metros) y con estructuras que muestran un buzamiento hacia el Suroeste. Según los autores este bloque posee el mismo número de coladas en toda su extensión, donde el espesor de estas crece hacia el Noroeste, según los datos obtenidos en perforaciones. En lo que refiere a la litología, se trata de basaltos porfíricos con olivino y niveles vesiculares rellenos de zeolita. Agregan además que estas características favorecen enormemente a los procesos edáficos y de meteorización, y la formación de relieves suavemente ondulados. Las vesículas rellenas de ceolita son fácilmente erosionadas, desarrollando colores rojizos por liberación de óxido de hierro. En esta unidad, además, los autores mencionan que se encontraron areniscas intertrappeanas sólo en los sondeos próximos al Río Uruguay.

Bossi & Shipilov (1998) mencionan que la dinámica de efusión del Grupo Arapey, se asocia a decenas de filones multidireccionales emitiendo lava en un determinado momento. Sin embargo, alegan que, si estas lavas que dieron paso al emplazamiento de las seis formaciones, tienen similar composición, temperatura, viscosidad y velocidad de efusión, podrían constituir un derrame que geológicamente sea imposible de dividir en partes (o formaciones).

Por otro lado, mencionan la importancia de esta unidad en lo que refiere al campo de la Geología Aplicada. Dentro de los recursos que posee el Grupo Arapey destacan que éste constituye el sustrato de los suelos de casi la cuarta parte del país; ocupa el techo del acuífero Guaraní brindando aguas termales surgentes; representa el material pétreo para uso como áridos en construcción y mencionan también las coladas que en Artigas contienen niveles geódicos, rellenos de ágatas y amatistas de excelente calidad.

Turner *et al.* (1999) estudiaron la estratigrafía química de los basaltos de Arapey en el Noroeste uruguayo, mediante el análisis de más de 700 metros de coladas basálticas en cuatro pozos y algunas muestras superficiales. Los autores utilizan la misma nomenclatura utilizada en Brasil para los distintos tipos de magmas: tipo Gramado (bajo contenido de Ti) y tipo Esmeralda y Paranapanema (ambas de alto Ti). Los autores exponen en su trabajo que la estratigrafía química de los distintos tipos de lavas encontrados en nuestro país, es totalmente opuesta a la de otros sectores más septentrionales analizados en la Cuenca Paraná, donde los basaltos de bajo contenido de TiO<sub>2</sub> son cubiertos por sucesivos derrames de basaltos con alto TiO<sub>2</sub>, siguiendo así lo que sería una secuencia evolutiva normal desde el punto de vista químico. Esto significa, según interpretaciones de los autores, que los diferentes pulsos magmáticos no serían cronoestratigráficos, sino que, al contrario, eventos de diferente composición fueron emplazados en distintos lugares al mismo tiempo, lo que refleja una variedad composicional de la fuente del magma a nivel del manto sublitosférico.

De Santa Ana & Veroslavsky (2004) mencionan que la Formación Arapey ocupa alrededor de 40.000 km<sup>2</sup> de la Cuenca Norte, y que se trata de rocas basálticas efusivas emplazadas durante el Neocomiense (Cretácico Temprano), en un contexto de extensión cortical asociado con la ruptura del Gondwana Occidental (o el proceso de rifting del Atlántico Sur). Mediante datos de radiactividad natural (gamma ray), litodensidad, resistividad y velocidad de penetración de los perfiles, así como también a partir de análisis de los testigos corona y descripciones de pozo, y admitiendo la separación de coladas en función de la estructura tripartita (que de base a techo posee: parte lajosa o laminar, parte maciza -porción media- y parte vacuolar y/o brechoide) se ha realizado la separación de la Formación (*sensu* Bossi 1966) en numerosas coladas (22 coladas en el pozo Salto; 10 coladas en los pozos Gaspar, Itacumbú, Quebracho y Guichón, etc). A partir de la información obtenida

en el estudio de numerosos pozos realizado por estos autores, fue confeccionado un mapa de isópacas para la Formación Arapey, en el cual se evidencia un engrosamiento de la unidad hacia el Oeste y un fuerte control estructural de dirección NNE. Respecto a la tectónica, los autores proponen un conjunto de fases extensivas actuantes en el Gondwana Occidental. La segunda de estas fases se trataría de la más importante fase de reactivación extensiva en la Cuenca Norte, la cual propició la salida de grandes volúmenes de magma (incluyendo a la Formación Arapey), controlada preferencialmente, por la intersección de lineamientos WNW y fallas meridionales.

Muzio (2004) modifica el mapa de extensión del magmatismo mesozoico realizado por Peate (1977). La autora concuerda con la idea de que este magmatismo ocurrió durante un intervalo de tiempo corto, lo que estaría indicando altas tasas de producción de magma que sólo pueden ser explicadas bajo rápidos procesos de fusión, causados por descompresión en el interior de una pluma mantélica (Stewart et al. 1996; Peate 1997). Además, a la luz de los datos geocronológicos existentes para toda la región, Muzio (2004) reafirma la idea de un magmatismo asociado a la separación de lo que hoy es Sud-América y África (iniciado a finales del Paleozoico). Dicha separación habría tenido tres etapas tectonomagmáticas importantes, cuya máxima expresión se registra durante el Cretácico Inferior (asociada con las diferentes etapas de rifting y posterior fragmentación continental). La segunda de estas etapas se ubica entre los 170 y 120 Ma, con su pico magmático o *clímax* más expresivo durante el Neocomiense, donde evolucionó el rift a lo largo de la costa de Brasil, Uruguay y Sureste argentino. Dicho pico se correspondería con la evolución de la Cuenca Norte y el emplazamiento de la Formación Arapey en la región septentrional, como también con el desarrollo de otras formaciones y cuencas en la región austral de nuestro país. Por último, Muzio (2004) hace mención de los recursos minerales asociados a esta unidad, tales como las ágatas, amatistas y la potencial fuente de niobio, uranio y fluorita.

Bossi & Schipilov (2007) mantienen en rasgos generales, lo postulado por ellos en 1998, incluyendo la definición de esta unidad como Grupo Arapey. Además, realizan un aporte significativo desde el punto de vista geoquímico y geocronológico.

Estos autores exponen que la evolución de esta unidad ocurrió de la siguiente forma: inicialmente a los 133±0,2 Ma, se emplazaron entre 10 y 12 derrames de bajo titanio (Ti) y fósforo (P) en toda el área actualmente ocupada por el Grupo. Las coladas superiores que conforman una de las formaciones del grupo (Formación ltapebí) se habrían depositado posteriormente, a los 131±1 Ma, y éstas serían de alto TI y P. Respecto al área de la geología aplicada, los autores indican que las variaciones litológicas de cada formación son las que dieron paso a la generación de los distintos tipos de suelos. Afirman que existe buena coincidencia entre la separación de formaciones propuestas y la carta de distribución de suelos publicada por la Dirección de Suelos del Ministerio de Ganadería y Agricultura a escala 1/1.000.000 del año 1976.

#### 3.2.2 Formación Mercedes

En el extremo Oeste de la SAdA, afloran areniscas y areniscas silicificadas, que pertenecen a la Formación Mercedes. Dicha unidad forma parte de la sedimentación de edad Cretácico Superior ocurrida en las cuencas sedimentarias de nuestro país a partir de la fragmentación del supercontinente Gondwana.

Lambert (1940) caracterizó la unidad por primera vez. El autor subdivide en dos grupos las rocas cretácicas presentes en ese departamento. Uno de estos grupos, denominado como "areniscas conglomerádicas superiores" y equivalente al "conglomerado del Chileno" del departamento de Durazno, que se reconoce como Formación Mercedes. Allí, se describen las areniscas conglomerádicas, donde el autor menciona que las mismas conforman casi la totalidad de las rocas de edad Cretácica que afloran en el departamento de Río Negro, las cuales se apoyan sobre "las rocas efusivas de Serra Geral (Formación Arapey *sensu* Bossi 1966) en numerosos puntos". Se trata de areniscas rosadas y/o blanquecinas, con frecuencia conglomerádicas y silicificadas (en algunos casos la silicificación es tal que la roca se torna a una cuarcita). La composición de los clastos es variada y en algunos puntos se reconocen cantos de las rocas efusivas de Serra Geral (*op. cit*.).

Serra (1945) la posicionó estratigráficamente con una edad Cretácico Superior y las definió como "areniscas de Mercedes", equivalentes a las areniscas conglomerádicas superiores y al conglomerado del Chileno de Lambert (1940), las cuales se caracterizaban por ser depósitos arenosos a conglomerádicos, con intercalación de niveles calcáreos, color blanquecino y frecuentemente cristalizados. Este autor realiza la descripción de una perforación de la unidad realizada en la ciudad de Mercedes, donde observó la presencia de areniscas con cemento silíceo, calcáreo y/o arcilloso, con lentes de caliza y niveles congloméradicos, de colores blancuzcos, amarillentos y rosados.

Bossi (1966) le da rango de formación. La define como constituida por areniscas finas a gruesas, blanquecinas, rosadas o rojizas, conglomerádicas, con geometría lenticular, e importantes variaciones litológicas verticales y laterales. El cemento de las areniscas es arcilloso y calcáreo, con frecuentes niveles de calizas. Este autor considera que la presencia de areniscas conglomerádicas y conglomerados es un rasgo distintivo de la unidad. Además, sostiene que la intensa silicificación que sufrió la Formación Mercedes es de importancia secundaria. Estratigráficamente, a la Formación Mercedes se le asigna edad Cretácico Superior, se apoya sobre la Formación Guichón y subyace a la Formación Asencio (*sensu* Bossi 1966). La extensión de la unidad abarca parte de los departamentos de Soriano, Paysandú, Tacuarembó, Durazno y Río Negro.

Bossi (1975) la redefine, siendo según este autor caracterizada por la presencia de areniscas, conglomerados, pelitas y lentes calcáreos.

Preciozzi *et al.* (1979) definen a la Formación Mercedes como "*areniscas medias a conglomerádicas, mal seleccionadas, cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, arcillosas, a veces silicificadas, con estratificación cruzada, de colores blancos a rosados. Presenta intercalaciones de niveles conglomerádicos, lutíticos y calizas. Potencia máxima 80 mts. Sedimentación continental fluvio torrencial*".

Por su parte, Preciozzi *et al.* (1985) define a la Formación Mercedes como una secuencia muy heterogénea formada por areniscas de granulometría variada, blancas y rosadas, con intercalaciones conglomerádicas, lutítitcas y calcáreas. Mencionan que la unidad posee importantes variaciones faciológicas, tanto en la vertical como en la lateral y que además es común encontrar fenómenos de silicificación. Con respecto al ambiente de depositación, indican que se trata de depósitos continentales acumulados bajo condiciones de clima árido, depositados en un medio subacuático de energía variable, con escasa capacidad de selección. Los niveles calcáreos además estarían indicando momentos de depositación de tipo lacunar. Estos depósitos se apoyan en discordancia sobre la Formación Arapey, la Formación Guichón, el Basamento Cristalino y la Formación San Gregorio. Por otro lado, es recubierta por formaciones de edad Cenozoica. En el sondeo realizado en la localidad de Greco (a 16 km aproximadamente del área de trabajo, Departamento de Río Negro), la unidad mostró una potencia de 71 metros. En lo que refiere a la edad de la Formación, estos autores la asignan al Cretácico Superior.

Goso (1999) y Goso & Perea (2004) a partir de estudios de perforaciones y afloramientos evidenciaron la gran diversidad litológica que posee la unidad. Los autores proponen agrupar a estas litologías en dos miembros: Yapeyú y Chileno, las que originalmente formaban parte de la Formación Asencio de Bossi (1966). El miembro Yapeyú presenta areniscas en estratos decimétricos de estructura generalmente masiva, de colores que van desde el blanco al blanco grisáceo, un grado de selección bueno y generalmente cemento calcáreo. Los clastos son casi en su totalidad de composición cuarzosa y redondeados; los clastos feldespáticos (ortosa y plagioclasa) pueden mostrar una alteración incipiente y, además, se reconocen minerales opacos con un porcentaje de abundancia de 1 a 2%. Dichas areniscas pueden ser definidas como areniscas o wackes feldespáticos. Por otro lado, un porcentaje de las litologías de este miembro son pelitas que se exponen en estratos submétricos de estructura masiva, laminación plano-paralela y/o estructuras de carga, de colores que varían del marrón al marrón-rojizo. Cuando existe laminación, pueden presentar láminas de carbonato interlámina. Geométricamente las pelitas se presentan en forma lenticular. El resto de las litologías corresponden a pelitas arenosas, que se presentan en estratos métricos con laminaciones planoparalelas y ocasionales láminas de carbonato inter-lámina, de colores grisblanquecino.

El Miembro del Chileno se compone de aproximadamente un tercio de areniscas muy gruesas y conglomerados, que se presentan en estratos decimétricos a métricos, de colores que varían entre el blanco-grisáceo claro a rojo-amarillento. Dichos estratos muestran generalmente una gradación de granulometría normal (donde el tamaño de clastos máximo del esqueleto es de 8-10 cm), estratificación cruzada acanalada o estructura masiva. La composición de éstos es polimíctica, con una variación composicional según la ubicación: en el sector Norte de la cuenca los clastos son de cuarzo (calcedonia y ópalo), basalto y escasos granitos; en el sector Sur los clastos son granitos, gneisses, cuarcitas y esquistos. Además, comúnmente se encuentran intraclastos pelíticos marrones. La morfología del esqueleto suele ser angulosa con algunos clastos subredondeados. La matriz de estas litologías varía desde arena media a fina a ocasionalmente pelítica. De forma subordinada, este miembro posee areniscas medias a gruesas, con estructuras de porte pequeño tipo estratificación cruzada de bajo ángulo y estratificación cruzada de tipo sigmoide, de color gris claro, un grado de consolidación variable según la variación del cemento que puede ser calcáreo o de sílice. La mayoría de los clastos son cuarzosos, subredondeados a subangulosos. Los clastos de la matriz son de tamaño arena fina y ocasionalmente limo.

Por otro lado, cabe destacar que la Formación Mercedes ha sufrido importantes cambios epigenéticos. El registro geológico permite ubicar dichos cambios entre el Cretácico Superior, edad que coincide con el momento de sedimentación de la unidad y el Oligoceno. En orden cronológico, los procesos que sufrió esta unidad habrían sido ferrificación, calcretización y silicificación. En lo que respecta a las relaciones estratigráficas, los autores mencionan que la Formación Mercedes se apoya en discordancia sobre la Formación Guichón, y que, por otro lado, hallazgos en un nivel edáfico apoyado sobre la unidad, de vértebras removidas que evidencian la presencia de *Titanosaurus australis*, la cual se trata de una especie característica del Cretácico Superior, permite asignarle a la Formación Mercedes una edad Campaniense-Maastrichtiense.



Figura 11: Mapa geológico del área de estudio, modificado de Lambert (1940) en diseñador Inkscape. En violeta las Rocas Efusivas de Serra Geral y en verde las Areniscas Conglomerádicas Superiores.



Figura 12: Geología del área de estudio. Tomado de Preciozzi et al. (1985). Editado en diseñador Inkscape.

### 3.2.3 Formación Dolores

En los márgenes del Arroyo del Arbolito, dentro de la la SAdA, pudo observarse con un espesor métrico, limos y limos más o menos arenosos (grauvacas), masivos, con considerables cantidades de concreciones carbonáticas, que por sus características litológicas y geomorfológicas son atribuidas a la Formación Dolores.

Inicialmente Goso (1965) definió y caracterizó esta unidad como Formación Libertad II.

Posteriormente Goso (1970) la define como Formación Dolores y expone que se caracteriza por depósitos arcillo limosos y limo arcillosos, con arena y gravilla, que reciben el nombre de Fangolitas. Las mismas presentan una coloración parda y en ocasiones gris verdosa, y poseen una similitud con la Formación Libertad. El autor menciona que a diferencia de ésta última, desde un punto de vista geomorfológico, Dolores genera superficies planas y de terrazas.

Veroslavsky *et al.* (2009) hacen mención sobre la variedad de descripciones que existen para ambas unidades, Dolores y Libertad, y la dificultad existente para diferenciarlas, ya que poseen características litológicas muy similares.

En lo que respecta a la edad de la unidad, se asume a partir de criterios estratigráficos que se ha depositado en el Pleistoceno Superior.

## Capítulo IV - Cesio-137

## 4.1 Generalidades

Desde su origen, la superficie terrestre se ha visto afectada por la radiación proveniente tanto del espacio exterior, como de materiales radiactivos que constituyen la corteza terrestre. Las sustancias radiactivas están presentes en todos los componentes del planeta. A estas fuentes de radiación se las denomina fuentes de radiación natural, que son aquellas que derivan de radioisótopos generados durante la creación del sistema solar y que, por su larga vida media, existen en la actualidad. La radiactividad natural es clasificada según el Comité Científico de las Naciones Unidas para los Efectos de la Radiación Atómica (UNSCEAR por sus siglas en inglés) en tres categorías: i) los radionucleidos que integran las tres cadenas naturales de desintegración (la serie del uranio-actinio, la serie del uranioradio y la serie del torio-232), ii) los radionucleidos de larga vida media que se crearon con la formación de la Tierra (por ejemplo, <sup>40</sup>K, el cual es denominado radionucleido primordial) y iii) los radionucleidos cosmogénicos producidos por la interacción de la radiación cósmica con los núcleos de las capas altas de la atmósfera terrestre, como el <sup>3</sup>H, <sup>7</sup>Be, <sup>10</sup>Be, <sup>14</sup>C y <sup>210</sup>Pb, que se depositan continuamente en la superficie terrestre.

Existe otro tipo de radiación en nuestro planeta que se suma a la anterior: la de origen artificial o antropogénica, presente en el planeta desde hace algunas décadas. Se trata de un amplio espectro de radionucleidos artificiales producidos por las actividades humanas (UNSCEAR, 1982). Un ejemplo de este tipo de radiación es la generada como consecuencia de pruebas y accidentes en centrales nucleares, tales como el accidente de la central nuclear de Chernóbil ocurrido en 1986 y el acontecido en Fukushima en 2011, que provocaron las últimas grandes liberaciones de radionucleidos artificiales al planeta. De acuerdo con la información recopilada por el UNSCEAR, los ensayos de armas nucleares han sido la principal fuente de radionucleidos artificiales al ambiente.

La depositación atmosférica radiactiva o el término en inglés utilizado por la comunidad científica "*fallout*", es una de las principales fuentes de radioactividad antropogénica de tipo atmosférica en el medio marino y terrestre (United Nations,

2000). Esta depositación caracteriza la contaminación radiactiva procedente de los ensayos de armas nucleares que tuvieron lugar desde 1945 hasta 1960, como también los accidentes nucleares, ocurridos en las pasadas décadas (Chernóbil 1986, Fukushima 2011, entre otros).

Dentro de la amplia gama de radionucleidos artificiales incorporados al inventario global de la radiactividad ambiental, el <sup>137</sup>Cs ha centrado la atención de la comunidad científica internacional. En el accidente de Chernóbil en 1986, se produjo una liberación a la atmósfera de grandes cantidades de este isótopo como también de estroncio (<sup>90</sup>Sr), yodo (<sup>131</sup>I), entre otros radionucleidos (Strand *et al.*, 1994).

Según el informe de la UNSCEAR de 1982, un tercio del total de <sup>137</sup>Cs liberado a la estratósfera en las pruebas nucleares de 1952, se depositó en la superficie terrestre del hemisferio Norte. En el hemisferio Sur el pico máximo de <sup>137</sup>Cs se produjo entre el año 1963 y 1965, presentando menores niveles que para el hemisferio Norte, debido a la disposición de las detonaciones (Figura 13).



**Figura 13**: Mapa de distribución mundial de <sup>137</sup>Cs. Se muestra en gráficas individuales la concentración de <sup>137</sup>Cs depositada en los hemisferios Norte y Sur en función del año, y una gráfica comparativa entre dichos depósitos. Modificado de Navas (2019).

## 4.2 Cesio

El Cesio (Cs) es el elemento químico más electropositivo que se conoce (o el menos electronegativo (con una electronegatividad de 0,7). Se ubica dentro del

grupo 1A de la tabla periódica de los elementos, grupo de los metales alcalinos. Puede presentarse naturalmente no radiactivo como cesio-133, siendo ésta la única forma estable presente en el ambiente. Esta forma puede encontrarse en distintos compuestos naturales, como rocas y sedimentos (Chang, 2010). Existen formas radiactivas de Cesio (isótopos), tales como el Cesio-137 (<sup>137</sup>Cs), el cual es el principal producto de emisión de rayos gamma de explosiones y accidentes nucleares. Tiene un solo fotopico a los 662.5 keV y tiene un período de desintegración (vida media) de 30,08 años. La aparición de este radionucleido en el ambiente data desde 1945, año del primer ensayo de armas nucleares en la atmósfera (op. cit.). Desde entonces, su distribución temporal o señal de entrada a la superficie terrestre, se ha convertido en un excelente trazador para estudiar y comprender complejos procesos ambientales. Debido a su fuerte adsorción a partículas finas, su largo período de semidesintegración y la relativa facilidad de su medición, el <sup>137</sup>Cs es también el radionucleido artificial de mayor aplicación en estudios de procesos de erosión de suelos, sedimentación acuática, datación de aguas subterráneas, etc. (Zapata, 2002). Por otro lado, el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) ha sistematizado en varios reportes técnicos las aplicaciones de este radionucleido en estudios ambientales.

## 4.3 Aplicación de <sup>137</sup>Cs como trazador de suelo

La técnica de <sup>137</sup>Cs se basa en la capacidad demostrada de las arcillas y la materia orgánica, de absorber a dicho elemento depositado desde la atmósfera, manteniendo un registro de la distribución temporal histórica de las deposiciones radioactivas atmosféricas, y el inventario total de <sup>137</sup>Cs en el área de estudio (Schuller *et al.*, 2003). Los minerales de arcilla presentes en el suelo, se disponen en capas con espacios intercapa a escala del armstrong. Estos minerales actúan como los principales adsorbentes de Cs radiactivo por las siguientes razones: las capas de los minerales de arcilla se encuentran cargadas negativamente, debido a la desviación de composición local, lo cual generalmente tiende a balancearse con la carga positiva de cationes de metales alcalinos, tales como Li+, Na+, K+, Rb+ y

Cs+, que se ubican en los espacios intercapa. El cesio posee la particularidad, de tener un tamaño de ~1.8 Å mayor a los demás cationes de metales alcalinos, y de tener un bajo nivel de moléculas de agua en su esfera de hidratación. Por lo que la superficie de las capas de minerales arcillosos, tienden a rellenarse con cationes de Cs (Cs<sup>+</sup>) como consecuencia de dichos factores. La adsorción de Cs<sup>+</sup> suele ser tan fuerte, que la eliminación del catión presente en las arcillas no logra efectuarse ni utilizando una solución de ácido clorhídrico a pH 1,0 (Sato *et al.*, 2013).

La ventaja clave de esta técnica, es que la información de erosión y depositación de suelo que se obtiene de ella , se presenta distribuida espacialmente y de forma retrospectiva desde 1954 hasta el presente. El término retrospectivo significa que los valores son a mediano plazo de forma ponderada, es decir, el promedio de pérdida/ganancia desde 1954 hasta la fecha actual de muestreo. Esta información distribuida espacialmente puede obtenerse a partir de datos individuales de muestreo y además, se requiere de limitadas visitas al campo a través de un muestreo simple, para obtener un inventario de referencia de <sup>137</sup>Cs en la región a estudiar. Este inventario de referencia proveerá la distribución en profundidad y concentración del radionucleido de interés en el área a investigar.

La técnica de cesio se basa en las siguientes suposiciones:

- a. Cuando el <sup>137</sup>Cs se pone en contacto con el suelo, es rápida y fuertemente adsorbido por las arcillas y coloides presentes en el suelo, y esencialmente no es intercambiable. De esta forma, el movimiento de <sup>137</sup>Cs dentro del paisaje (landscape) puede relacionarse directamente con la redistribución física de las partículas de suelo, por lo que, la variación de la concentración del isótopo puede asociarse a procesos erosivos y de depositación de suelo (Tamura, 1964).
- La "línea de base" del fallout puede determinarse mediante el muestreo de un sitio de referencia.
- c. El depósito de <sup>137</sup>Cs fue uniforme a lo largo de toda el área de estudio.
- d. La concentración de <sup>137</sup>Cs en los perfiles de suelo realizados en sitios de referencia (áreas con la menor perturbación posible) aumenta a los pocos centímetros y luego decrece exponencialmente con la profundidad. Mientras que en suelos que hayan sufrido la acción mecánica del arado, mostrarán

una concentración uniforme en toda la capa de suelo arada (Figura 14) (Walling & He, 1999).



Figura 14: (A) Perfiles de Cesio-137 de suelos no perturbados y (B) suelos que sufrieron la acción mecánica del arado. Modificado de Walling & He (1999).

## 4.4 Modelos de conversión

El uso de técnicas basadas en la medida de radionucleidos, se fundamenta en la comparación de inventarios de puntos de muestreo contra inventarios de sitios de referencia locales (Walling, Zhang & He, 2007). En este contexto, el valor de referencia provee una evaluación del *fallout* total de <sup>137</sup>Cs (en este caso) en el sitio de estudio, corregido por la desintegración radiactiva al momento del muestreo. La estimación resultante representa una tasa promedio, para el período que se extiende desde el momento del muestreo, hasta el comienzo del depósito de <sup>137</sup>Cs desde 1954, o en el momento del pico del fallout desde 1963 a 1965, dependiendo de las suposiciones que calibran el modelo usado (Walling, He & Appleby, 2003). Si bien estas comparaciones proveen información cualitativa de gran utilidad, sobre la distribución espacial de suelo en el terreno, suele ser necesaria información cuantitativa confiable, que exprese numéricamente las tasas de erosión y/o depositación.

Se han utilizado muchos enfoques para convertir las medidas de <sup>137</sup>Cs a tasas de erosión-depositación (Walling and Quine, 2000; Walling and He, 1999, 2005), como ser, relaciones empíricas y modelos teóricos. Walling & He (2001 - en Walling *et al.*, 2007) desarrollaron un programa compatible con la computadora, que implementa variados modelos y procedimientos para realizar dicha conversión. La

complejidad de los modelos es variable y estos, pueden aplicarse en suelos cultivados, como también en suelos no cultivados y sin perturbación alguna (pastizales naturales permanentes, por ejemplo).

Para que las medidas de concentración de actividad superficial de <sup>137</sup>Cs (que se expresan en becquereles sobre metros cuadrados - Bq.m<sup>-2</sup>) se traduzcan en pérdida o ganancia de suelo, expresadas en Megagramos por hectárea por año (Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>), son utilizados entonces, modelos matemáticos de conversión. El modelo de distribución de perfiles (PDM por sus siglas en inglés, Profile Distribution Model) y el modelo de difusión y migración (DMM por sus siglas en inglés Diffusion and Migration Model) (Walling, et al., 2002; Walling, et al., 2011; Walling, et al., 2014) son convenientes para estimar tasas de erosión en sitios donde no se realizó arado. El modelo proporcional (PM por sus siglas en inglés, Proportional Model) y los modelos de balance de masas I, II, III (MBM por sus siglas en inglés, Mass Balance Model), son convenientes para ser utilizados en terrenos en los que el arado sí fue realizado. El modelado de tasas de depositación-erosión con radionucleidos (MODERN, por sus siglas en inglés, Modelling Deposition and Erosion rates with Radio-Nuclides) (Arata, et al. 2016) es un modelo que compara el perfil en profundidad del sitio de referencia con el contenido de las muestras tomadas. Este modelo puede ser utilizado en zonas aradas o sin arar. La idoneidad de los modelos dependen del radionucleido seleccionado, del uso del suelo y los procesos de redistribución de éste que actúan en el área de estudio, entre otros factores.

Los diferentes modelos de conversión utilizados por la comunidad científica difieren principalmente en sus supuestos subyacentes, en lo que refiere a las condiciones físicas del suelo y descripciones de los procesos de transporte de los FRN, en sus procesos descriptivos y en sus representaciones espaciales. A la hora de utilizarlos, al menos debe tenerse en cuenta lo siguiente:

- 1. La fuente de los FRN proviene de la depositación por lluvia.
- 2. Existe una fuerte afinidad de los FRN con las partículas del suelo, especialmente con el particulado fino (arcillas).
- En suelos sin perturbación ocurre una disminución exponencial con la profundidad de la concentración del FRN. Además, la distribución espacial en estos tipos de suelo es uniforme.

- 4. En suelos perturbados, que han sufrido la acción mecánica del arado por ejemplo, la distribución del FRN se encuentra homogeneizada.
- Una vez adsorbido el FRN por las partículas del suelo, el movimiento del mismo ocurrirá en conjunto con dichas partículas a través de procesos físicos.

Como fue mencionado, según los distintos usos del suelo del área de estudio, pueden utilizarse los siguientes modelos de conversión:

FRN	Suelo cultivado	Pastura natural
<sup>137</sup> Cs	<ul> <li>Modelo proporcional (PM)</li> <li>Modelo de balance de masas I (MBM I)</li> <li>Modelo de balance de masas II (MBM II)</li> <li>Modelo de balance de masas III (MBM III)</li> <li>MODERN</li> </ul>	<ul> <li>Modelo de distribución de perfil.</li> <li>Modelo de difusión y migración.</li> <li>MODERN</li> </ul>

Además, según el modelo de conversión a utilizar, será necesario disponer de información sobre ciertos parámetros o factores locales, tales como: propiedades del suelo, métodos de cultivo, profundidad del arado y año en el que éste comenzó, longitud y grado de las pendientes, entre otros (*op. cit.*).

4.4.1 Modelos de conversión utilizados para suelos arados o cultivados (suelos con perturbación antrópica)

4.4.1.1 Modelo Proporcional (Proportional Model)

Este modelo se basa en la premisa de que el <sup>137</sup>Cs se mezcla completamente dentro de la capa arada o la capa de cultivo y que, la pérdida de suelo (erosión) desde el comienzo de la acumulación de <sup>137</sup>Cs o el inicio del cultivo (o arado), es directamente proporcional a la cantidad de <sup>137</sup>Cs eliminado del perfil del suelo, relativo al inventario de referencia. El modelo se puede representar de la siguiente manera:

$$Y = 10 \left( BdX \div 100TP \right)$$
 (1)

donde:

Y	pérdida de suelo anual en <i>Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup></i>
В	densidad aparente del suelo en <i>kg.m<sup>-3</sup></i>
d	profundidad del arado o de la capa cultiva en $m{m}$
x	porcentaje de reducción de $^{137}$ Cs en el inventario total (definido como ( $A_{ref}$ - $A$ ) / ( $A_{ref}$ . 100)
т	tiempo transcurrido desde el inicio de la acumulación de <sup>137</sup> Cs o del comienzo del cultivo (que es posterior) en <b>años</b>
<b>A</b> <sub>ref</sub>	inventario de referencia local de <sup>137</sup> Cs en <b>Bq.m<sup>-2</sup></b>
A	medida total del inventario de <sup>137</sup> Cs en un punto de muestreo, en <b>Bq.m<sup>-2</sup></b>
Р	factor de corrección de tamaño de partícula

En los casos en que el inventario A de <sup>137</sup>Cs para un punto de muestreo es mayor que el inventario de referencia local  $A_{ref,}$ , se puede suponer la depositación de sedimentos y se puede estimar la tasa de deposición anual Y` (Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>) utilizando la siguiente ecuación:

$$Y' = 10 (BdX' \div 100TP')$$
 (2)

donde:

X'	porcentaje de incremento de <sup>137</sup> Cs en el inventario total (definido como ( $A_{ref}$ - $A$ ) / $A_{ref}$ . 100)
P'	factor de corrección de tamaño de partícula

#### Ventajas y limitaciones

Este modelo es de fácil aplicación, ya que requiere básicamente sólo de información sobre la profundidad del arado, además de los valores del inventario de <sup>137</sup>Cs para los puntos de muestreo y el inventario de referencia local. Sin embargo, los supuestos de este modelo son una sobresimplificación considerable de la

realidad en términos de la acumulación de <sup>137</sup>Cs en el suelo. La acumulación de éste se lleva a cabo durante muchos años, y parte del aporte residual permanecerá en la superficie del suelo antes de su incorporación al perfil del éste por cultivo. Si parte de la concentración de <sup>137</sup>Cs acumulada en la superficie, se elimina por erosión antes de su incorporación al perfil, las estimaciones de pérdida de suelo proporcionadas por el modelo sobrestimarán las tasas reales de pérdida de suelo. De todas formas, dado que este modelo no tiene en cuenta la dilución de las concentraciones de <sup>137</sup>Cs en el suelo, dentro de la capa de arado debido a incorporación de suelo por debajo de la profundidad original del arado, ocurrida luego de la disminución de la superficie por erosión, los resultados obtenidos probablemente subestimen la tasas de pérdida de suelo (Walling, Zhang & He, 2007).

#### 4.4.1.2 Modelo de balance de masa I (MBM I)

Los modelos de balance de masa intentan superar algunas de las limitaciones del modelo proporcional simple, teniendo en cuenta tanto las entradas como las pérdidas de <sup>137</sup>Cs en el perfil de suelo, durante el período transcurrido desde el inicio de su depósito hasta la actualidad.

Este modelo de balance de masa simplificado propuesto por (Xinbao *et al.*, 1990), supone que la deposición total de <sup>137</sup>Cs ocurrió en 1963 en lugar de durante un período largo, extendido desde mediados de los años cincuenta hasta mediados de los setenta. En su forma original, este modelo no tuvo en cuenta los efectos del tamaño de partícula, pero en el trabajo de Walling *et al.* (2011) se ha incluido dicho factor de corrección (*P*).

Para un sitio erosionado ( $A(t) < A_{ref}$ ), asumiendo una tasa de erosión constante R (Kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>), el inventario total de <sup>137</sup>Cs (A, en Bq.m<sup>-2</sup>) al año t (en años), puede ser expresado como:

$$A(t) = A_{ref} (1 - P \frac{R}{d})^{t-1968}$$
(3)

La ecuación anterior se puede reorganizar para derivar las tasas de erosión de la siguiente manera:

$$Y = \frac{10dB}{P} \left[ 1 - \left( 1 - \frac{X}{100} \right)^{1/(t-1963)} \right]$$
(4)

Donde:

<b>A</b> <sub>ref</sub>	inventario de referencia local de <sup>137</sup> Cs en <b>Bq.m<sup>-2</sup></b>
Y	pérdida de suelo anual en <b>Mg.ha<sup>-1</sup>.año</b> <sup>-1</sup>
d	profundidad del arado o de la capa cultivo en <b>m</b>
В	densidad aparente del suelo en kg.m <sup>-3</sup>
x	porcentaje de reducción de $^{137}$ Cs en el inventario total (definido como ( $A_{ref}$ - $A$ ) / ( $A_{ref}$ . 100)
Р	factor de corrección de tamaño de partícula
t	el año de muestreo

Para un sitio de depósito ( $A(t) > A_{ref}$ ) suponiendo una tasa de depósito constante R' (kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>) en el sitio, la *tasa de depósito* puede ser estimada a partir de la concentración de <sup>137</sup>Cs en el sedimento depositado  $C_{d}(t')$  (Bq.kg<sup>-1</sup>), según:

$$R' = \frac{A_{ex}(t)}{\int\limits_{1963}^{t} C_{d}(t')e^{-\lambda(t-t')}dt'} = \frac{A(t) - A_{ref}}{\int\limits_{1963}^{t} C_{d}(t')e^{-\lambda(t-t')}dt'}$$
(5)

Donde:

A <sub>ex</sub> (t)	exceso de <sup>137</sup> Cs presente en el inventario en un punto de muestreo, sobre el inventario de referencia en el año <i>t</i> (definido como el inventario de muestreo en un punto menos el inventario de referencia local) ( <b>Bq.m</b> <sup>-2</sup> )
C <sub>a</sub> (t')	concentración de <sup>137</sup> Cs en el sedimento depositado en el año t' ( <b>Bq.kg</b> <sup>-1</sup> )
Â	constante de decaimiento de <sup>137</sup> Cs ( <b>año<sup>-1</sup></b> )
P	factor de corrección de tamaño de partícula

Generalmente, se puede suponer que la concentración de <sup>137</sup>Cs  $C_d(t)$  en el sedimento depositado, está representada por la media ponderada de la concentración de sedimento de <sup>137</sup>Cs, movilizado desde el área contribuyente de la pendiente ascendente. Por lo tanto,  $C_d(t)$  se puede calcular a partir de la siguiente ecuación:

$$C_{d}(t') = \frac{1}{\int_{S} RdS} \int_{S} P'C_{\epsilon}(t')RdS$$
(6)

Donde *S* (m<sup>2</sup>) es el área que contribuye desde la pendiente ascendente y  $C_e(t)$  (Bq.kg<sup>-1</sup>) es la concentración de <sup>137</sup>Cs en sedimentos movilizados desde un punto de erosión, que puede calcularse a partir de la ecuación 3 (arriba), de acuerdo con:

$$C_{e}(t') = P \frac{A(t')}{d} = \frac{P}{d} A_{ref}(t') \left(1 - P \frac{R}{d}\right)^{t'-1963} = \frac{P}{d} A_{ref}(t) e^{\lambda(t-t')} \left(1 - P \frac{R}{d}\right)^{t'-1963}$$
(7)

Donde  $A_{ref}(t) = A_{ref}$ .

#### Ventajas y limitaciones

Este modelo tiene en cuenta la progresiva reducción de la concentración de <sup>137</sup>Cs en el suelo dentro de la capa arada, debido a la incorporación de suelo con un contenido despreciable de <sup>137</sup>Cs desde debajo de la profundidad del arado original, y por lo tanto, representa una mejora con respecto al modelo proporcional. Además solo requiere información sobre la profundidad del arado. Sin embargo, dicho modelo no tiene en cuenta la posible eliminación de fallout de <sup>137</sup>Cs recién depositado, antes de su incorporación a la capa de arado por cultivo, lo que puede ocurrir por ejemplo durante eventos de lluvia que producen escorrentía superficial. Asimismo, la suposición de que el fallout total de <sup>137</sup>Cs ocurrió en 1963 también es una simplificación excesiva (Walling, Zhang & He, 2007).

#### 4.4.1.3 Modelo de balance de masa II (MBM II)

Siguiendo a Walling & He (1999), para que un modelo de balance de masa sea más completo, es necesario tener en cuenta la variación en el tiempo de fallout de <sup>137</sup>Cs y además, que parte del fallout recién depositado en el suelo, puede no ser incorporado a éste, es decir, no formar parte de la capa de suelo arada por cultivo.

Para un punto erosionado ( $A(t) < A_{ref}$ ), la variación con el tiempo de <sup>137</sup>Cs en el inventario total A(t), puede representarse como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = (1 - \Gamma)I(t) - (\lambda + P\frac{R}{d})A(t)$$
(8)

Donde:

A(t)	actividad de <sup>137</sup> Cs acumulado por unidad de área ( <b>Bq.m<sup>-2</sup></b> )
R	tasa de erosión ( <b>kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup></b> )
d	La masa acumulada en la profundidad que representa la profundidad promedio del arado (kg.m <sup>-2</sup> )
Â	constante de decaimiento de <sup>137</sup> Cs ( <b>año<sup>-1</sup></b> )
l(t)	flujo de depósito anual de <sup>137</sup> Cs ( <b>Bq.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup></b> )
Г	porcentaje de fallout de <sup>137</sup> Cs depositado, removido por erosión antes del comienzo de mezcla en la capa de arado
Р	factor de corrección de tamaño de partícula

Si puede suponerse una distribución exponencial para la distribución inicial de  $^{137}$ Cs en la superficie del perfil del suelo, siguiendo a He & Walling (1997),  $\Gamma$  se puede expresar como:

$$\Gamma = P\gamma(1 - e^{-\mathcal{R}/H})$$
(9)

Donde  $\gamma$  es la proporción de entrada de <sup>137</sup>Cs anual, susceptible a ser removida por erosión (Walling *et al.*, 2007). Este valor depende del momento del cultivo y del régimen local anual de precipitaciones, y puede ser estimado usando la relación entre la lluvia asociada con el período de lluvia de alta intensidad en el momento de cultivo, y la precipitación anual total (Walling *et al.*, 2003). *H* (kg.m<sup>-2</sup>) es la profundidad de relajación másica de la distribución inicial de fallout de <sup>137</sup>Cs, en el perfil del suelo. Este parámetro se determina a partir del inventario de referencia y evidencia cuánto <sup>137</sup>Cs percoló en el suelo cuando éste precipitó por lluvias. Sea *t*<sub>0</sub> (año) el año en que comenzó el cultivo, a partir de las ecuaciones 8 y 9, el inventario total de <sup>137</sup>Cs *A*(*t*) en el año *t* puede expresarse como:

$$A(t) = A(t_0)e^{-(PR/d+\lambda)(t-t_0)} + \int_{t_0}^t (1 - P\gamma(1 - e^{-R/H}))I(t')e^{-(PR/d+\lambda)(t-t')}dt'$$
(10)

donde  $A(t_0)$  (Bq.m<sup>-2</sup>) es el inventario de <sup>137</sup>Cs en el tiempo t<sub>0</sub> (año):

$$A(t_0) = \int_{1954}^{t_0} I(t') e^{-\lambda(t'-t_0)} dt'$$
(11)

La tasa de erosión *R* puede estimarse resolviendo numéricamente la ecuación 10, cuando se conocen el flujo de depósito de <sup>137</sup>Cs y los valores de los parámetros relevantes. La concentración de <sup>137</sup>Cs del sedimento movilizado  $C_{\rm e}(t)$  se puede expresar como:

$$C_{\varepsilon}(t') = \frac{I(t')}{R} P \gamma (1 - e^{-R/H}) + P \frac{A(t')}{d}$$
(12)

Para un punto de depósito ( $A(t) > A_{ref}$ ), suponiendo que el inventario de <sup>137</sup>Cs en exceso  $A_{ex}$  (Bq.m<sup>-2</sup>) (definido como el inventario total medido A(t) menos el fallout directo local  $A_{ref}$ ) es debido a la acumulación de <sup>137</sup>Cs asociada con sedimentos depositados, el exceso de inventario del radionucleido puede expresarse como:

$$A_{\epsilon \alpha} = \int_{t_0}^t R' C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'$$
(13)

donde R' (kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>) es la tasa de depositación y  $C_d(t')$  (Bq.kg<sup>-1</sup>) es la concentración de <sup>137</sup>Cs en el sedimento depositado.

 $C_d(t')$  refleja la mezcla de sedimentos y su concentración asociada de <sup>137</sup>Cs, movilizada de todas las áreas de erosión que convergen en el punto de depósito. El factor  $C_d(t')$  puede estimarse a partir de las concentraciones de <sup>137</sup>Cs en el sedimento movilizado de áreas de erosión pendiente arriba (*S*):

$$C_{d}(t') = \frac{1}{\int\limits_{S} RdS} \int\limits_{S} P'C_{e}(t')RdS$$
(14)

A partir de las ecuaciones 13 y 14, la tasa media de deposición del suelo *R*' se puede calcular a partir de la siguiente ecuación:

$$R' = \frac{A_{ex}}{\int_{t_0}^{t} C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'}$$
(15)

#### Ventajas y limitaciones

El modelo descrito tiene en cuenta tanto la variación temporal del fallout de  $^{137}$ Cs, como también, que éste puede ser erosionado luego de ser recientemente depositado desde la atmósfera, por lo que es probable que los resultados arrojados sean más realistas que los proporcionados por el modelo simplificado de balance de masa I presentado anteriormente. Sin embargo, para utilizar este modelo se requiere información sobre la profundidad del arado, la profundidad de relajación másica (*H*) y el parámetro y (*op.cit.*).

4.4.1.4 Modelo de balance de masa III (MBM III)

El modelo de balance de masa descrito previamente, no diferencia la distribución de suelo generada por la erosión hídrica del terreno. A medida que ésta da como resultado una redistribución del suelo, el <sup>137</sup>Cs contenido en él, también es redistribuido. Cuando se tiene en cuenta la redistribución de <sup>137</sup>Cs en estas condiciones, pueden cuantificarse las tasas de erosión hídrica, obteniendo como componente resultante el impacto de la redistribución de suelo causado por este tipo de erosión.

Por otra parte, el efecto del laboreo en la redistribución de suelo, puede ser presentado por un flujo de sedimentos descendente. Este flujo  $F_Q$  (kg.m<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>) a partir de una unidad de longitud de contorno puede expresarse como (Govers *et al.*, 1996):

$$F_{\mathcal{Q}} = \phi \sin \beta \tag{16}$$

Donde  $\beta$  (°) es el ángulo de la pendiente, y  $\Phi$  (kg.m<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>) es una constante específica del sitio relacionada con la práctica del laboreo empleada (Walling *et al.*, 2007).

Si para una pendiente uniforme (por ejemplo, donde no hay una divergencia o convergencia del flujo superficial), una línea de flujo por una pendiente se divide en varias secciones y cada sección se puede aproximar como una línea recta, entonces para la sección *i* (desde la cima de la colina), la redistribución neta del suelo inducida por el laboreo  $R_t$  (kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>) se puede expresar como:

$$R_{t} = (F_{Q,out} - F_{Q,in}) / L_{i} = \phi(\sin \beta_{i} - \sin \beta_{i-1}) / L_{i} = R_{t,out} - R_{t,in}$$
(17)

Donde  $\beta_i$  y  $\beta_{i-1}$  son los ángulos de los segmentos *i* e *i*-1,  $L_i$  (m) es la longitud de la pendiente del segmento *i*,  $R_{t, out}$  (kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>) y  $R_{t, in}$  (kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>) se definen como:

$$R_{t,out} = \phi \sin \beta_i / L_i$$
$$R_{t,in} = \phi \sin \beta_{i-1} / L_i$$
(18)

Para un punto que presenta erosión hídrica  $R_w$  (kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>), la variación de <sup>137</sup>Cs en el total de la muestra A(t) (Bq.m<sup>-2</sup>) en el tiempo *t*, puede ser expresado como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = (1 - \Gamma)I(t) + R_{t,in}C_{t,in}(t) - R_{t,out}C_{t,out}(t) - R_wC_{w,out}(t) - \lambda A(t)$$
(19)

donde  $C_{t, in}$ ,  $C_{t, out}$  y  $C_{w,out}$  (Bq.kg<sup>-1</sup>) son las concentraciones de <sup>137</sup>Cs en el sedimento asociado con el aporte del laboreo, la producción del laboreo y la salida de agua, respectivamente. La tasa de erosión neta *R* (considerando la erosión hídrica y la erosión por laboreo) (kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>) es:

$$R = R_{t,out} - R_{t,in} + R_w \tag{20}$$

Para un punto que experimenta depositación inducida por redistribución hídrica (tasa  $R'_w$  (kg.m<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>)), la variación del inventario total de <sup>137</sup>Cs con el tiempo, se puede expresar como:

$$\frac{dA(t)}{dt} = I(t) + R_{t,in}C_{t,in}(t) - R_{t,out}C_{t,out}(t) + R'_wC_{w,in}(t) - \lambda A(t)$$
(21)

donde  $C_{w, in}$  (Bq.kg<sup>-1</sup>) es la concentración <sup>137</sup>Cs en sedimentos aportados por la deposición inducida por redistribución hídrica. La tasa de erosión neta *R* es:

$$R = R_{t,out} - R_{t,in} - R'_{w}$$
(22)

La concentración de <sup>137</sup>Cs en el suelo dentro de la capa de arado  $C_s(t)$  (Bq.kg<sup>-1</sup>) puede ser expresada como:

Para un sitio de erosión neta:

$$C_{\rm s}(t') = \frac{A(t')}{d} \tag{23a}$$

Para un sitio de depositación neta:

$$C_{s}(t') = \frac{1}{d} \left[ A(t') - \frac{|R|}{d} \int_{t_{0}}^{t-1} A(t'') e^{-\lambda t''} dt'' \right]$$
(23b)

Donde |R| (*R*<0) es la tasa de depositación neta. La relación entre  $C_s$ ,  $C_{t,in}$  y  $C_{t,out}$  son:

$$C_{t,in}(t') = C_{t,out}(t') = C_s(t')$$

$$C_{w,out}(t') = PC_s(t') + \frac{I(t')}{R_w} P\gamma(1 - e^{-R_w/H})$$
(24)

Mientras la concentración de <sup>137</sup>Cs en sedimentos derivados de la erosión hídrica  $C_{w,in}(t)$  (Bq.kg<sup>-1</sup>) puede expresarse como:

$$C_{w,in}(t') = \frac{1}{\int\limits_{S} RdS} \int\limits_{S} P'C_{w,out}(t')RdS$$
(25)

Para un punto dado, l*a tasa de erosión o deposición inducida por la labranza o laboreo* ( $R_{t, out} - R_{t, in}$ ) pueden calcularse a partir de la ecuación 17. La *tasa neta de erosión del suelo* (R > 0) o *la tasa neta de depositación* (R < 0) pueden estimarse resolviendo numéricamente las ecuaciones 19, 20, 24 y 25.

#### Ventajas y limitaciones

Este modelo representa una mejora importante sobre los dos modelos de balance de masa descritos anteriormente, ya que es probable que los resultados que arroja estén más cerca de la realidad para los suelos cultivados. Además, es el único modelo que tiene en cuenta los efectos del movimiento del suelo inducido por la erosión hídrica (Walling *et al.*, 2007). Sin embargo, el MBM III presenta algunas desventajas: solo puede utilizarse para transectas de pendientes individuales, paralelas a la dirección del flujo, porque es necesario tener en cuenta la transferencia del suelo por laboreo a través de la pendiente descendente. Esto considera al movimiento de las partículas del suelo y el <sup>137</sup>Cs asociado por laboreo, como un proceso unidimensional y no supone convergencia o divergencia de los flujos de laboreo en la pendiente. En muchos terrenos, esta suposición puede ser poco realista, debido a la ocurrencia de flujos convergentes o divergentes pendiente abajo, inducidos por el laboreo. Sería necesario tener en cuenta un patrón tridimensional de redistribución de suelo dentro del paisaje inducido por el laboreo y la escorrentía superficial (Walling *et al.*, 2003).

4.4.2 Modelos de conversión utilizados para suelos sin perturbación antrópica

Los procesos involucrados en la redistribución de <sup>137</sup>Cs en el perfil de suelos no perturbados, difieren mucho de los involucrados en suelos cultivados. Generalmente en este tipo de suelos, el <sup>137</sup>Cs estará concentrado cerca de la superficie y dichas concentraciones tenderán a disminuir exponencialmente con la profundidad. Por lo tanto, para derivar estimaciones de tasas de erosión a partir de medidas de <sup>137</sup>Cs, se requieren enfoques diferentes a los descritos anteriormente. A continuación se describen los modelos teóricos de conversión utilizados para cuantificar tasas de erosión-depositación de suelo, a partir de la medida de isótopos de <sup>137</sup>Cs.

#### 4.4.2.1 Modelo de distribución de perfil (PDM)

Si la distribución en profundidad puede caracterizarse por una función numérica simple, es posible estimar la profundidad del suelo erosionada que queda en el perfil del suelo, a partir de la proporción del inventario de referencia. Dicho modelo de calibración se conoce comúnmente como Modelo de Distribución de Perfil (Walling *et al.,* 2003).

En muchas situaciones la distribución en profundidad de <sup>137</sup>Cs en un suelo estable y no perturbado, puede exhibir una disminución exponencial con la

profundidad, que puede ser descrita por la siguiente función (Zhang *et al.,* 1990; Walling & Quine, 1990):

$$A'(x) = A_{ref} (1 - e^{-x/h_0})$$
(26)

donde:

A'(x)	cantidad de <sup>137</sup> Cs por encima de la profundidad $x$ ( <b>Bq.m<sup>-2</sup></b> )
<b>A</b> <sub>ref</sub>	concentración de <sup>137</sup> Cs en el inventario de referencia ( <b>Bq.m<sup>-2</sup></b> )
x	profundidad desde la superficie del suelo ( <b>kg.m<sup>-2</sup></b> )
h <sub>o</sub>	coeficiente que describe la forma del perfil (kg.m <sup>-2</sup> )

Si se asume que el fallout total de <sup>137</sup>Cs ocurrió en 1963 y que la distribución en profundidad del mismo en el perfil de suelo depende del tiempo, la *tasa de erosión* Y para un punto erosionado (con el inventario total de <sup>137</sup>Cs  $A_u$  (Bq.m<sup>-2</sup>) menos la del inventario de referencia local  $A_{ref}$  (Bq m<sup>-2</sup>)) puede expresarse como:

$$Y = \frac{10}{(t - 1963)P} \ln(1 - \frac{X}{100})h_0$$
(27)

donde:

Y	pérdida de suelo anual ( <b>Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>)</b>
t	año de recolección de la muestra (en <b>años</b> )
x	porcentaje de pérdida de <sup>137</sup> Cs en el inventario total, respecto al valor de referencia total de <sup>137</sup> Cs (definido como ( $A_{ref}$ - $A_u$ ) / $A_{ref}$ . 100)
A <sub>u</sub>	inventario total medido de <sup>137</sup> Cs en el punto de muestreo ( <b>Bq. m<sup>-2</sup></b> )

Para un lugar de depósito, *la tasa de depositación R'* puede estimarse a partir del exceso de inventario de <sup>137</sup>Cs  $A_{ex}(t)$  (Bq.m<sup>-2</sup>) definido como  $A_u$  -  $A_{ref}$ , y la concentración de <sup>137</sup>Cs en el sedimento depositado  $C_d$ :

$$R' = \frac{A_{ex}}{\int_{t_0}^{t} C_d(t') e^{-\lambda(t-t')} dt'} = \frac{A_u - A_{ref}}{\frac{P'}{\int_{S} R dS} \int_{S} A_{ref} \left(1 - e^{-R/h_0}\right) dS}$$
(28)

#### Ventajas y limitaciones

Si bien este modelo es simple y fácil de utilizar, envuelve una serie de suposiciones simplificadoras y no tiene en cuenta el comportamiento dependiente del tiempo del fallout de <sup>137</sup>Cs, como tampoco la redistribución post-depositacional de <sup>137</sup>Cs dentro del perfil de suelo, luego de la depositación desde la atmósfera. Como tal, es probable que sobreestime las tasas de pérdida de suelo (Walling *et al.*, 2003).

#### 4.4.2.2 Modelo de difusión y migración (DMM)

Aunque el modelo anteriormente explicado puede ser utilizado para estimar tasas de erosión o depositación para suelos no cultivados, es necesaria la existencia de un modelo más realista, que tenga en cuenta los factores que el modelo de Distribución del Perfil no considera (por ejemplo, Pegoyev y Fridman, 1978; Walling & He, 1993; He & Walling, 1997).

Bajo ciertas circunstancias, la redistribución de <sup>137</sup>Cs en suelos no cultivados puede describirse utilizando un modelo de difusión y migración unidimensional, caracterizado por un coeficiente de difusión efectivo y una tasa de migración (cf. Pegoyev & Fridman, 1978; Renolds *et al.*, 1982; He & Walling, 1997).

Por ejemplo, en algunas situaciones, el perfil en profundidad de <sup>137</sup>Cs en suelos no cultivados exhibe un pico amplio de concentración, donde dicha concentración máxima se ubica debajo de la superficie del suelo. La variación de la concentración de <sup>137</sup>Cs  $C_u(t)$  (Bq.kg<sup>-1</sup>), en el suelo superficial con el tiempo *t* (año) puede aproximarse como:

$$C_{u}(t) \approx \frac{I(t)}{H} + \int_{0}^{t-1} \frac{I(t')e^{-R/H}}{\sqrt{D \pi (t-t')}} e^{-V^{2}(t-t')/(4D) - \lambda (t-t')} dt'$$
(29)

donde:

D	coeficiente de difusión ( <b>kg<sup>2</sup>.m<sup>-2</sup>.año</b> <sup>-1</sup> )
V	tasa de migración de <sup>137</sup> Cs en el perfil de suelo (kg <sup>2</sup> .m <sup>-2</sup> .año <sup>-1</sup> )

Para un punto donde ocurre erosión, si se asume una erosión laminar, la *tasa de erosión R* puede ser estimada desde la pérdida de <sup>137</sup>Cs en el inventario:

$$\int_{0}^{t} PRC_{u}(t')e^{-\lambda(t-t')}dt' = A_{\dot{x}}(t)$$
(30)

Para un punto donde ocurre depositación, la *tasa de depositación R'* puede estimarse desde la concentración de <sup>137</sup>Cs en el sedimento depositado  $C_{d}(t')$  y el exceso de <sup>137</sup>Cs en el inventario  $A_{ex}(t)$  (definido como el total de <sup>137</sup>Cs medido en el inventario  $A_{u}$  (Bq.m<sup>-2</sup>) menos el inventario de referencia local  $A_{ref}$  ) usando la siguiente relación:

$$R' = \frac{A_{ex}}{\int\limits_{t_0}^{t} C_d(t')e^{-\lambda(t-t')}dt'} = \frac{A_u - A_{ref}}{\int\limits_{t_0}^{t} C_d(t')e^{-\lambda(t-t')}dt'}$$
(31)

donde  $C_{d}(t')$  puede ser calculado desde:

$$C_d(t') = \frac{1}{\int\limits_{S} RdS} \int\limits_{S} P' P C_u(t') RdS$$
(32)

#### Ventajas y limitaciones

Como ventaja, se resalta que el modelo considera el comportamiento dependiente del tiempo del fallout de <sup>137</sup>Cs y la subsecuente distribución en el perfil de suelo. Por lo tanto representa una mejora sobre el Modelo de distribución de Perfil. Sin embargo para utilizar este modelo, es necesario conocer varios parámetros sobre el comportamiento de <sup>137</sup>Cs en suelos no perturbados (Walling *et al.*, 2007).

#### 4.4.3 MODERN

El modelo MODERN se basa en un algoritmo único, que permite convertir los valores de los radionucleidos de fallout (FRN) arrojados por las muestras, en tasas de erosión y/o depositación. La particularidad de este modelo, es que puede ser aplicado bajo cualquier condición agro-ambiental o uso de suelo. Además, no requiere de un enfoque de muestreo en transectas, ya que funciona eficientemente cuando los puntos de muestreo se encuentran espacialmente dispersos.

MODERN realiza los siguientes supuestos:

- La evolución de la distribución en profundidad del FRN seleccionado es la misma tanto en los sitios de referencia, como en los sitios muestreados.
- Si las propiedades del suelo en los sitios de muestreo y los sitios de referencia son comparables, también lo serán los mecanismos que influyen en la difusión en profundidad y la migración del radionucleido en el suelo.

Usando MODERN, el perfil de profundidad de <sup>137</sup>Cs en el sitio de referencia, es modelado como una función de paso g(x): donde en cada incremento *inc* devuelve un valor *Inv<sub>inc</sub>*. El modelo apunta al nivel  $x^*$  (*cm*) de  $x^*$  a  $x^*+d$  (*cm*), donde la suma de todos los *Inv<sub>inc</sub>* del sitio de referencia es igual al inventario total de FRN del sitio de muestreo, *Inv*. Por lo tanto,  $x^*$  debe cumplir la siguiente ecuación:

$$\int_{x^*}^{x^*+d} g(x) \, \mathrm{d}x = \ln \nu \tag{33}$$

Siendo *d* el incremento de profundidad del sitio de muestreo.

Finalmente, *Inv* es el inventario total <sup>137</sup>Cs de un sitio de muestreo, medido para todo el perfil de profundidad *d* (cm). Para encontrar todas las soluciones posibles a esta ecuación, el modelo adiciona varias capas de suelo simuladas, por debajo y por encima del perfil de referencia, de forma de evaluar posibles pérdidas o ganancias de suelo. A modo de ejemplo, en la figura 15 se muestra el resultado arrojado para un punto de muestreo donde ocurre erosión. Del lado derecho, en color rojo, se muestra la distribución de la concentración de <sup>137</sup>Cs en profundidad del sitio de referencia, hallada experimentalmente. En color azul se representa el comportamiento simulado de la concentración de <sup>137</sup>Cs, en capas de suelo más

profundas (comportamiento de la exponencial en profundidad) y más superficiales. Esta simulación es realizada a partir de los promedios de las concentraciones de las capas de suelo más superficiales. Del lado izquierdo, se muestra una gráfica de DSA *versus* profundidad, donde puede observarse la concentración de <sup>137</sup>Cs, representada por el corte de la línea roja sobre la exponencial en color negro (concentración equivalente a 163,5 Bq.m<sup>-2</sup>).



Figura 15: Representación gráfica de MODERN para una muestra con erosión.

A partir de esto, se desarrolla un nuevo perfil en profundidad simulado, descrito mediante la función integral *S*:

$$S(x) = \int_{x}^{x+d} g(xt) dxt$$
(34)

Esta función S puede resolverse mediante la función primitiva G, de la función de distribución g(x), de la siguiente manera:

$$S(x) = G(x+d) - G(x)$$
(35)

Los resultados que arroja MODERN son expresados en centímetros de capa de suelo ganadas (depositadas) o perdidas (erosionadas) en el sitio de muestreo. Estos valores pueden convertirse a Megagramos de suelo perdidos o ganados, por hectárea por año (Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>), a través de la ecuación:

$$Y = 10 \times \frac{x^* \cdot xm}{d \cdot (t_1 - t_0)}$$
(36)

Siendo *xm* la profundidad másica (kg.m<sup>-2</sup>) del sitio de muestreo,  $t_1$  el año de muestreo (en años), y  $t_0$  (en años) el año de referencia de ingreso del FRN al sistema. En caso de que los FRN seleccionados sean artificiales, como es nuestro caso,  $t_0$  puede ser el año donde ocurrieron las principales depositaciones desde la atmósfera, debido a los testeos nucleares.

#### Ventajas y limitaciones

MODERN permite realizar múltiples adaptaciones simultáneamente y ajusta el perfil de profundidad de referencia a las condiciones específicas encontradas en cada sitio de muestreo. Esto es de utilidad, cuando por ejemplo se muestrean sitios a una profundidad mayor que la profundidad de la última capa de suelo muestreada en el sitio de referencia, que posee una actividad por encima del límite de detección (sesgándose la comparación de inventarios con FRN). Entonces, es posible producir una gama de soluciones potenciales, las cuales deben ser evaluadas por el conocimiento experto y pueden considerarse como una evaluación de la incertidumbre.

Como es sabido, los suelos arados poseen una distribución homogeneizada de <sup>137</sup>Cs en profundidad. Para simular estos procesos de mezcla mecánica de suelos, MODERN ajusta el perfil en profundidad del sitio de referencia local, mediante la asunción de un valor promedio de concentración de <sup>137</sup>Cs en las capas, por encima de la profundidad que alcanzó el arado (Figura 12). Para sitios donde ocurre depositación de material erosionado, es necesario realizar supuestos sobre el origen de dicho material y sobre el espesor de las capas de sedimento depositadas. MODERN tiene la capacidad de considerar variadas fuentes con diferente concentración de FRN, así como también puede evaluar múltiples escenarios probables de depositación.

La erosión hídrica desencadena una pérdida electiva y preferencial de las fracciones de grano pequeño, por lo que, otro factor de importancia a considerar, es el tamaño de partículas del suelo. En sitios erosionados, se observa una depreciación de la fracción del particulado fino, lo que puede desencadenar en una

sobreestimación de las tasas de erosión, si no es tenido en cuenta la selectividad de la erosión. Si se logra determinar un factor de tamaño de partícula, es posible considerarlo en MODERN, simplemente dividiendo los resultados por dicho factor (Arata *et al.*, 2016).

# 4.5 Detección: interacción de la radiación gamma con la materia

Los rayos gamma son los componentes más penetrantes de la radiación natural y artificial, por lo que son ampliamente utilizados en el estudio del ambiente de la radiación. La radiación gamma es la parte del espectro electromagnético con mayor energía (*E*). Los rayos gamma tienen una energía discreta (*E*), específica para cada radionucleido particular, viajan a la velocidad de la luz (*c*), con cierta frecuencia (*f*) y longitud de onda ( $\lambda$ ). Estos parámetros se encuentran relacionados por:

#### $E = hf = hc/\lambda$

Siendo *h* la constante de Planck (6,6281 x  $10^{-34}$  Js) (Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data, 2019).

La detección, caracterización y efectos de la radiación dependen casi en su totalidad de su interacción con la materia. Esta interacción ocurre mediante tres procesos principales (ICRU, 1994):

- Efecto fotoeléctrico: proceso de absorción que da como resultado que toda la energía de un espectro cuántico gamma, sea absorbida en una colisión con un electrón de un átomo. Ocurre predominantemente a bajas energías.
- Dispersión de Compton: corresponde a una colisión de un fotón gamma incidente con un electrón. El fotón incidente transfiere parte de su energía al electrón y se dispersa en un ángulo con respecto a su dirección original. Predomina a energías moderadas.
- Producción de pares: Es el proceso mediante el cual un fotón gamma incidente se absorbe por completo y da como resultado la creación de un par electrón-positrón en el campo electrostático de un núcleo. Ocurre a energías superiores a 1.02 MeV.
Desde el punto de vista de la ionización, los rayos gamma junto con los neutrones son radiaciones de ionización indirecta. Éstas son radiaciones de partículas o fotones que no tienen carga y durante la interacción con la materia, pueden transferir energía a las partículas cargadas, núcleos atómicos y electrones, debido a la interacción electromagnética o nuclear. Estas propiedades ionizantes son la base de los métodos de campo y laboratorio, y del uso de instrumentos que convierten la radiación en señales eléctricas. El uso de un detector de estas señales estará influenciado por la naturaleza y el carácter de esta radiación. Todo detector tiene una eficiencia y una resolución energética asociada. La primera, es una medida de la probabilidad de que un fotón incidente sea absorbido en el detector, que por lo general, se cita como la relación de conteos registrados de los fotones incidentes. La segunda es una medida de su capacidad para distinguir entre dos rayos gamma de energías ligeramente diferentes. Esto generalmente se define como el ancho completo de un fotopico a la mitad de la amplitud máxima (FWHM), dividido por su energía. Independientemente del tipo de detector, los instrumentos radiométricos utilizados para la detección de rayos gamma difieren en su respuesta a la radiación gamma, y en su capacidad para distinguir los rayos gamma de diferentes energías.

## 4.6 Espectrometría gamma

La espectrometría gamma consiste en un estudio cualitativo y cuantitativo del espectro de las radiaciones gamma emitidas por una fuente de rayos gamma. A partir del análisis detallado de este espectro, es posible determinar la identidad y la cantidad de los emisores gamma en una muestra de estudio. Con el objetivo de obtener un espectro de energías, los espectrómetros de rayos gamma se basan en la proporcionalidad directa entre la energía de un rayo gamma entrante y la amplitud de pulso en la salida del detector. Dado que los radionucleidos individuales emiten energías específicas de rayos gamma, los espectros de estos rayos pueden utilizarse para identificar la fuente de la radiación. La detección de los rayos gamma en un espectrómetro se fundamenta en los efectos de la interacción de estos con la materia, donde como ya fue mencionado, cada efecto es predominante a diferentes energías.



Figura 16: Vista de un espectrómetro de rayos gamma. En la parte superior se destaca en la parte central el pico de <sup>137</sup>Cs y en la parte superior, se muestra dicho pico junto con otros picos de isótopos detectados por el espectrómetro.

En la figura 17 se muestra una representación esquemática en bloques de la cadena electrónica asociada al sistema de espectrometría gamma, la cual consiste en el detector, el preamplificador, amplificador, convertidor analógico digital (ADC) y ordenador personal (PC). La fuente de alta tensión (HV) establece el voltaje en el detector a través del preamplificador.



Figura 17: Representación esquemática de la cadena electrónica asociada al sistema de espectrometría. Tomado de Barrera *et al.* (2008).

Los detectores de germanio de alta pureza (HPGe por sus siglas en inglés) utilizan los portadores electrónicos (electrones y huecos de electrones) creados por la absorción de fotones de rayos gamma en él. Es decir, detectan los rayos gamma a través del efecto fotoeléctrico. Los fotones de rayos gamma son acumulados directamente en los electrodos del detector, causando un flujo de corriente eléctrica a través del semiconductor y generando un pulso de voltaje de salida, con una amplitud proporcional a la energía del fotón de rayos gamma incidente. Actualmente la mayoría de los laboratorios utilizan los detectores de germanio de alta pureza, donde los cristales son enfriados mediante la inserción de nitrógeno líquido, o mediante refrigeradores criogénicos alimentados eléctricamente. La gran ventaja de este tipo de detectores es que la muestra puede ser analizada directamente para radionucleidos emisores gamma, con una resolución energética muy alta.

# Capítulo V - Materiales y métodos

# 5.1 Materiales

Según cada objetivo para llevar a cabo el presente trabajo, se utilizaron los siguientes materiales:

Muestreo de suelo - Técnica de <sup>137</sup>Cs

- Dispositivo GPS
- Guantes descartables
- Bolsas de nylon
- Barreno Eijkelkamp
- Cinta métrica
- Trípode y palanca
- Espátula para segmentar muestra de suelo extraída mediante barreno
- Etiquetas

### Mapeo geológico

- Hojas topográficas a escala 1:50.000 M-17 Paso de Balbuena, M-18 Grecco, L-17 Tres Árboles y L-18 Baygorria del Instituto Geográfico Militar (Uruguay, 1983).
- Fotografías aéreas № 90 (132; 133; 134; 154; 155; 156) y 91 (038; 039; 040; 063; 064; 065; 142; 143; 144; 145) a escala 1:20.000 (Misión ROU, Enero de 1967, Instituto Geográfico Militar del Uruguay) e imágenes satelitales de Google Earth.
- Estereoscopio.
- Materiales de campo: libreta de campo, dispositivo GPS, brújula geológica, cinta métrica, piqueta, lupa 20x, bolsas y etiqueta para muestras, cinta papel, ácido clorhídrico diluido (0,1 M), cámara fotográfica.
- Microscopio petrográfico del Instituto de Ciencias Geológicas.
- Lupa binocular del Instituto de Ciencias Geológicas.
- Software QGIS versión 3.6
- Software Inkscape versión 1.0

# 5.2 Mapeo geológico

Para cumplir este objetivo, las actividades a realizar fueron realizadas en tres etapas sucesivas: gabinete, campo, gabinete y/o laboratorio.

En la primera etapa, se recopilaron y clasificaron los antecedentes geológicos de la zona de estudio. Se utilizaron las hojas topográficas a escala 1:50.000, para el levantamiento de la información geográfica, topográfica y toponímica, y las fotos aéreas a escala 1:20.000, para los estudios de fotolectura y fotointerpretación geológica. Dichos materiales fueron de gran utilidad para la confección de un mapa geológico base del área de estudio. Además, fueron planificadas las transectas a recorrer en campo con el objetivo de verificar la información obtenida en el punto anterior, en cuanto a litologías, contactos entre las distintas unidades o litotipos y geoformas.

En la etapa de campo se georreferenció cada punto visitado en el área de trabajo mediante un dispositivo GPS, así como también los puntos donde se tomaron muestras de suelo y de rocas. Además, en cada punto georreferenciado fue realizada una descripción litológica y/o verificación de contactos entre distintas unidades, recopilación de datos estructurales mediante brújula con clinómetro, geoformas y registro fotográfico. En esta etapa se realizaron también transectas y/o cortes geológicos. En las figuras 18, 19 y 20 se muestran los puntos de muestreo geológico, realizados en cada subcuenca de estudio.



Figura 18: Mapa de puntos de geología relevados en ambas subcuencas de estudio



Figura 19: Mapa de puntos de afloramientos relevados en SAdA.



Figura 20: Mapa de puntos de afloramientos relevados en la SCdH.

La etapa final consistió en la recolección de toda la información obtenida en la etapa de campo, que fue volcada al mapa base confeccionado en la primera etapa, de manera de poder confeccionar un mapa geológico final. Por otro lado, fue realizada una descripción mesoscópica de las muestras de roca o sedimento recolectadas en la etapa de campo en lupa de mano y/o binocular. Además, se confeccionaron cinco láminas delgadas en muestras de interés en el Laboratorio de Laminación y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas, las cuales fueron descritas con microscopio petrográfico.

# 5.3 Metodología: técnica de <sup>137</sup>Cs (Fallout radionuclides)

A continuación se describen detalladamente todas las etapas que comprendieron la aplicación de la técnica FRN (fallout radionuclides).

### Elección del sitio de muestreo y recopilación de información base

Esta etapa abarcó varias fases. En la fase inicial fue realizada una recopilación de información de fondo, que permitió desarrollar posteriormente un

programa de muestreo: condiciones ambientales del área de trabajo; prácticas culturales desarrolladas en el área de interés que pudiesen influir en procesos de erosión y/o sedimentación; reconocimiento y caracterización de las formas del terreno (por ejemplo, de figuras de erosión, como surcos y/o cárcavas); entrevista a dueños de las áreas comprendidas dentro del lugar de estudio para conocer la historia y los distintos usos de suelo que ésta tuvo a lo largo de los años; realización de perfiles de suelo (reconociendo textura, desarrollo de horizontes), etc.

En la segunda fase se realizó un reconocimiento del área de estudio, mediante visita de campo, donde fue necesario realizar un muestreo preliminar, para comprobar la existencia de sitios con concentraciones de <sup>137</sup>Cs referencia adecuados, y para obtener estimaciones preliminares de cantidad y distribución en profundidad de <sup>137</sup>Cs en el área. Esta fase fue de gran importancia, pues en ella fue determinada la profundidad de percolación del radionucleido y se determinó la profundidad de muestreo para el resto del sitio de estudio.

#### Elección de sitios de referencia

De acuerdo con la información recopilada sobre las características físicas del área de estudio, su historia y el muestreo preliminar realizado, se exploraron nueve sitios de referencia los cuales cumplían con las características de ser:

- Superficies del terreno dispuestas geográficamente, de forma tal, que se eviten los procesos naturales de erosión-sedimentación, en la medida de lo posible, de manera de obtener resultados que reflejen el aporte atmosférico y el decaimiento del radionucleido <sup>137</sup>Cs a través del del tiempo.
- Las superficies elegidas debían haber tenido una cobertura vegetal desde la década del 50, donde se inició la depositación de <sup>137</sup>Cs hasta la actualidad.
  En este punto fue muy importante la información obtenida en entrevistas a estancieros de la zona.
- Las superficies debieron encontrarse cercanas al área de estudio y tratarse de lugares con la menor intervención humana posible.

En cada posible sitio de referencia, a través de un muestreo incremental en profundidad se determinó el espesor de la capa de suelo hasta donde el <sup>137</sup>Cs percoló. Además, la muestra de suelo obtenida en cada sitio fue replicada tres

veces y seccionada cada 5 cm, de manera de obtener una masa considerable de suelo, para posterior tratamiento (Figura 21).



Figura 21: Mapa de puntos de muestreo de suelo en el área de estudio. Se destacan en color amarillo los sitios muestreados como posibles puntos de referencia (REF 0 a REF 8).

#### Elección del diseño de muestreo y el número de muestras

De acuerdo a los objetivos de este trabajo, una vez establecidos y caracterizados los sitios de referencia se decidió realizar un muestreo en transectas múltiples. Este tipo de muestreo se basa en la suposición de que la variabilidad de los procesos de erosión y depositación es más baja en puntos con igual pendiente (a lo ancho de la ladera) que en el sentido de la pendiente. De acuerdo a la variación del ancho de cada pendiente fueron realizadas transectas, y según la forma y longitud de dichas laderas, se decidió tomar entre tres y cuatro muestras por transecta. Ante una ladera con mayor complejidad de micropendientes se determinó un mayor número de puntos de muestreo.

Además, ya que las formas del relieve son distintas entre las subcuencas de estudio, se realizó un número diferente de transectas en cada área de estudio, siendo más exhaustivo en el área de la SCdH debido a la mayor complejidad del terreno. Por tal motivo, se realizaron siete transectas en la SAdA y once transectas en la SCdH. Todos los puntos de muestreo de cada transecta fueron debidamente georreferenciados (Figura 22 y 23).



Figura 22: Mapa de puntos de muestreo de suelo (azules) en la SAdA.



Figura 23: Mapa de puntos de muestreo de suelo (anaranjados) en la SCdH.

### Metodología de muestreo

En cada punto de cada transecta se tomó una muestra de suelo mediante la utilización de un barreno Eijkelkamp de 5 cm de diámetro. El barreno fue martillado hasta ser enterrado en el suelo a una profundidad de 30 cm aproximadamente (esta profundidad fue indicada por el sitio referencia y refiere a la profundidad de percolación de <sup>137</sup>Cs). Cada muestra obtenida fue colocada en dos bolsas de nylon junto con una etiqueta entre ambas bolsas, de manera de prevenir que la humedad de la muestra destruya la misma. En la etiqueta se colocó el nombre del sitio de estudio, las coordenadas de ubicación, la fecha, número de muestra y de transecta y una breve descripción del sitio muestreado.

#### Procesamiento de las muestras

Luego de obtener el total de las muestras de suelo se procedió al tratamiento de éstas en laboratorio, para su posterior medición de actividad de <sup>137</sup>Cs mediante espectrometría gamma.

#### <u>Secado:</u>

Cada muestra fue secada en horno a 50-60º (Haney & Haney, 2010) hasta obtener una masa constante (aproximadamente durante dos días). Se registró el valor de la masa (Mt = masa total). Una vez seca, se quitó de la muestra toda fracción mayor a 2 mm (fragmentos tamaño grava o canto).

#### • Molienda:

Posteriormente, toda fracción menor a 2 mm de tamaño se molió en mortero de manera de obtener un particulado disgregado.

#### <u>Tamizado:</u>

La muestra molida se tamizó hasta obtener un particulado fino y homogéneo (menor o igual a 2 mm).

#### • Cálculo de densidad:

Para una posterior conversión de la concentración de radionucleidos en la muestra, fue necesario calcular la densidad aparente de la misma. Para ello se tomó

una submuestra del producto obtenido en el paso anterior (mediante cuarteo), se masó en balanza analítica y se determinó su volumen mediante material de vidrio graduado. Posteriormente, con los valores de masa y volumen se procedió al cálculo analítico de densidad mediante la fórmula:

#### $\rho = m / v$

Luego de realizados los pasos anteriores, el particulado fino se masó y se dispuso en un recipiente Marinelli sellado. En los casos en que el particulado a disponer en recipiente, superó el volumen del mismo, se realizó el cuarteo de la muestra, de manera de obtener una cantidad representativa y homogénea.

### Medida de <sup>137</sup>Cs en espectrómetro gamma

Luego de ejecutados todos los pasos anteriores, fue colocada la muestra (en el recipiente Marinelli) en un detector gamma de germanio hiperpuro de tipo-P, con eficiencia relativa de: >20% a 1.33 MeV, marca Canberra (ubicado en el Laboratorio de Radioquímica del Centro de investigaciones Nucleares), durante aproximadamente 2 (dos) días, hasta que el error de medida del espectrómetro para <sup>137</sup>Cs sea menor al 10%, con el fin de cuantificar la actividad radioactiva de <sup>137</sup>Cs (Bq.kg<sup>-1</sup>).

El <sup>137</sup>Cs se caracteriza por un pico bien identificable a una energía de 662 keV (kilo-electrón voltio) que no interfiere con otros radionucleidos existentes (Figura 24), lo que hace fácil su identificación y medición.



Figura 24: Ejemplo de muestra de suelo de estudio con pico de <sup>137</sup>Cs a 662 keV en espectro gamma.

## 5.4 Modelos de conversión

Para obtener estimaciones cuantitativas de la pérdida o ganancia de suelo en base a las medidas de <sup>137</sup>Cs, fueron utilizados los modelos de conversión Balance de masas I y II, Modelo de distribución de perfil, Modelo de difusión y migración y el Modelado de tasas de depositación y erosión con radionucleidos (MODERN), los cuales fueron implementados tomando en cuenta los procesos físicos actuantes en cada cuenca de estudio.

# Capítulo VI - Resultados

# 6.1 - Geología Descriptiva:

### 6.1.1 Unidades estratigráficas:

Dentro del área de estudio se pudieron diferenciar siete unidades geológicas, que presentan diferentes características geomorfológicas, texturales y estructurales. Estas unidades fueron separadas sobre la base de fotointerpretación de foto aéreas e imágenes satelitales, y corroboradas a través de observaciones en campo. A nivel cartográfico se expresan en el mapa agrupándose en tres unidades: Formación Arapey, Formación Mercedes, Formación Dolores y sedimentos del Reciente y Formación Arapey fueron separados tres Actual. Dentro de la niveles cartografiables, cada uno de ellos con una estructura interna compuesta por basaltos lajosos, masivos y vacuolares o brechoides en algunos casos. Cada nivel se presenta denominado como colada basáltica. Si bien en la actualidad esta metodología de separación en coladas es poco utilizada (Self et al., 1997; Waichel et al., 2006; Waichel et al., 2013).

en este trabajo es implementada de forma operativa, con el objetivo de facilitar la separación de distintos litotipos con características diferentes.

Los depósitos de edad Cuaternaria y sedimentos actuales o recientes fueron representados en el mapa geológico realizado, de forma agrupada como una única unidad, debido a su bajo desarrollo espacial cartografiable a escala 1:20.000.

Las principales características litológicas de las mismas se presentan en el siguiente cuadro:

Unidad Litologías dominantes Edad		
-----------------------------------	--	--

Sedimentos coluvionales y aluviales	Gravas y arenas. Subordinadamente arcillas	Reciente y/o actual
Formación Dolores	Fangos, loess y grauvacas	Pleistoceno Superior
Formación Mercedes	Areniscas de variadas granulometrías y con diverso grado de silicificación	Cretácico Superior
Formación Arapey	Basaltos lajosos, masivos y vacuolares. Brechas ígneo- sedimentarias	Cretácico Inferior

Los afloramientos rocosos de estas unidades ocurren conformando parte de asomos en mesetas, en los hombros de vertientes, quiebres de las suaves ondulaciones, surcos en laderas, sustratos de arroyos y en escarpes aluviales erosivos.

6.1.1.1 Basaltos lajosos, masivos y vacuolares de la Formación Arapey (Cretácico Inferior)

Esta unidad presenta el mayor desarrollo dentro del área de estudio y está representada por cuatro (4) derrames sucesivos de coladas basálticas, con tres de ellos cartografiables a escala 1:20.000, si se sigue el clásico modelo de ordenamiento interno de base a tope de coladas (lajoso/masivo/vacuolar). La geomorfología de este substrato está representada principalmente por mesetas, vertientes cóncavas, planos inclinados y algunas planicies de variadas extensiones con considerable densidad de afloramientos (Figura 25). Las exposiciones se encuentran aisladas y en parte meteorizadas, como así también con alteración casi nula. Por dichas razones fue imposible observar perfiles completos para describir las potencias de las coladas. En algunos casos las coladas presentan la típica estructura interna con tres niveles bien diferenciados, que de base a tope son: nivel lajoso, nivel masivo y nivel vesicular.

En términos generales, las litologías de las distintas coladas son similares, por lo que a continuación se realiza una descripción litológica general de cada litotipo junto a variaciones locales, y al final de las descripciones se realiza un apartado donde se distinguen las variaciones entre coladas.



Figura 25: Vista panorámica del relieve mesetiforme con ladera cóncava y planicie aluvial aledaña en el área de estudio (subcuenca Cañada del Horno).

#### 6.1.1.1.1 Basalto lajoso y masivo

Estos litotipos fueron encontrados en afloramientos de tipo bochas pequeñas (Figura 26) y en afloramientos relativamente tabulares, que en ocasiones muestran una estructura lajosa (Figura 27). Se trata de rocas generalmente frescas, muy tenaces, con un grado de alteración bajo, de coloración pardo grisáceo, con ocasionales tonalidades rosadas y una textura masiva. Las rocas son melanócratas, por lo que se infiere que su composición es básica.



Figura 26: Vista panorámica de afloramientos de basalto masivo aflorando en forma de bochas en el hombro de una vertiente.



Figura 27: Vista en detalle de basalto con estructura lajosa.

En términos generales las rocas se componen principalmente de cristales de grano muy fino (matriz) no reconocibles a ojo desnudo. A continuación, se presentan las variaciones litológicas:

1. Presencia de entre un 5-20 % de cristales de un mineral de color gris, con distintos grados de alteración, tamaño de grano fino a medio (0,2 - 4 mm), brillo

vítreo, principalmente subhédricos (pocos lados bien definidos), pero también algunos son euhédricos y/o anhédricos, inmersos en una matriz afanítica (Figura 28). Se reconoce en algunos de estos cristales un maclado simple y también maclado polisintético. Dichos cristales son de plagioclasas. En ocasiones estos cristales son tan pequeños que solo se pueden reconocer mediante lupa binocular.



Figura 28: Vistas en detalle de basaltos masivos. Se señalan algunos fenocristales de feldespato plagioclasa (Pg).

2. Presencia ocasional de rocas muy alteradas que poseen entre un 25-30% de un mineral blanquecino, que reacciona con ácido clorhídrico (HCI), anhédrico, brillo vítreo y sin hábito reconocible. Dicho mineral presenta una textura tipo recristalización. A partir de estas características se infiere que se trata de calcita (Figura 29).



Figura 29: Vista en detalle de basalto alterado con recristalización de calcita (Cal).

De acuerdo a los parámetros que definen la textura de estas rocas, se observa que se trata de una roca holocristalina (no se reconocen fragmentos de vidrio a ojo desnudo) y subfanerítica. Según el tamaño relativo de los cristales presentes, la roca es inequigranular porfirítica, donde los feldespatos plagioclasa son los fenocristales. Además, la roca presenta en un porcentaje muy bajo (2%) estructuras de escape de gases, específicamente amígdalas, con un tamaño que no excede los 2-3 mm. Las mismas se encuentran rellenas de un mineral amarillo blanquecino de grano muy fino.

Los feldespatos plagioclasa y las amígdalas se encuentran inmersos en una matriz afanítica, en la cual se distinguen algunos minerales de color rosado y otros de color gris blanquecino, que en ocasiones mediante lupa binocular se reconoce que poseen las siguientes características: 10-15% de abundancia, hábito prismático, forma alargada en un eje y brillo vítreo. Debido al tamaño pequeño de estos cristales no se logra distinguir otras características. Se infiere que se trata de los mismos minerales que forman fenocristales.

En lo que respecta a los minerales accesorios, las rocas de este litotipo presentan:

1. En proporciones menores a 1% cristales de un mineral de color verde pálido, tamaño muy fino (solo puede ser descrito mediante lupa binocular), equigranular, anhédrico, redondeado, brillo vítreo, sin hábito aparente y que no se puede rayar con uña. A partir de estas características se infiere que se trata de cristales de olivino (Figura 30).



Figura 30: A la derecha se presenta una muestra de mano de basalto. A la izquierda, la misma roca vista en lupa binocular, donde se reconocen cristales de olivino (OI), feldespato plagioclasa (Pg) y calcita (Cal).

2. Minerales de color negro, grano fino, equigranular, hábito prismático, presentes en las rocas en un 8%, aproximadamente. Debido a su tamaño no es posible reconocer otras características. A partir de esto y junto con la paragénesis de la roca, puede inferirse que se trata de cristales de piroxeno. Es importante mencionar que el % de abundancia puede ser erróneo debido a la dificultad para visualizar los minerales por su tamaño pequeño.

En lámina delgada se observa que este tipo de rocas poseen una textura glomeroporfirítica, donde se encuentran fenocristales de plagioclasa conformando glomérulos (Figura 31A y 31B), inmensos en una matriz microcristalina y holocristalina, con una textura que varía entre ofítica y subofítica (cristales de plagioclasas encierran cristales de clinopiroxeno augita, y viceversa). En algunos casos los glomérulos de plagioclasa también poseen una textura ofítica y subofítica. No se reconocen estructuras de escape de gases.

Los minerales formadores de estas rocas en términos de abundancia son en primer lugar el feldespato plagioclasa. Se trata del mineral más presente en la muestra, con una abundancia de 35-40%. Este se presenta conformando fenocristales con un tamaño máximo de 0,7 mm y como parte de la matriz con un tamaño máximo de 0,15 mm. Los fenocristales poseen una forma prismática con al menos dos lados bien definidos paralelos al eje mayor, es decir con una forma subhédrica, que normalmente se agrupan formando glomérulos. En polarizadores

paralelos los cristales se presentan incoloros, fracturados, con un relieve muy bajo y no muestran pleocroísmo. En polarizadores cruzados se observa una birrefringencia bastante débil, con colores que alcanzan los grises claros o amarillo muy pálido de primer orden; la extinción de los cristales ocurre entre los ángulos 29-40°, dándose la máxima extinción a los 34-35°. Los cristales poseen en su mayoría un maclado polisintético, en los demás casos se reconoce un maclado simple y además algunos presentan una zonación concéntrica (Figura 31C y 31D).



Figura 31: Fotomicrografía de basalto mostrando glomérulos de plagioclasa (Pg) encerrando cristal de clinopiroxeno augita (Cpx) conformando una textura subofítica, en polarizadores paralelos (A) y cruzados (B). Cristal de feldespato zoneado inmerso en una matriz de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos, en polarizadores paralelos (C) y cruzados (D).

En segundo lugar, la roca posee clinopiroxeno augita el cual se presenta generalmente conformando la matriz con una abundancia de un 20-25% y con un tamaño máximo de 0,2 mm (Figura 32). En escasas ocasiones se encontraron rocas que presentan fenocristales de este mineral con un tamaño de hasta 0,7 mm (Figura 33). En líneas generales, los cristales de piroxeno se presentan con una forma prismática, con al menos dos lados bien definidos, paralelos al eje mayor, es decir con una forma subhédrica. En polarizadores paralelos los cristales se presentan con un color gris pardo claro, con relieve medio a alto y no muestran pleocroísmo. En polarizadores cruzados se observa una birrefringencia moderada de 0,020-0,025 y una extinción de los cristales que ocurre entre los ángulos 37-44°, dándose la

máxima extinción a los 42º. Debido a su tamaño pequeño no se reconocen otras características.



Figura 32: Fotomicrografías de matriz microcristalina de basalto con cristales de plagioclasa (Pg) y clinopiroxeno (Cpx) en polarizadores paralelos (A y C) y cruzados (B y D).

En escasas ocasiones, la roca posee olivino el cual se presenta en fenocristales con varios estados de alteración. Los cristales con una alteración nula o incipiente son incoloros, aquellos que poseen una alteración mayor toman un color marrón rojizo en sus bordes y fracturas, y cuando se encuentran completamente alterados todo el cristal posee dicho color. La diferencia de color evidencia la presencia de iddingsita, alteración característica del olivino. En términos generales los cristales poseen un tamaño de hasta 0,75 mm y formas desde anhédricas a euhédricas. En polarizadores paralelos los cristales se presentan con un relieve alto y no muestran pleocroísmo. En polarizadores cruzados se observa una birrefringencia alta, de entre 0,037-0,041 y extinción paralela (Figura 33). El resto de la matriz de la roca se encuentra conformada por minerales opacos.



Figura 33: Fotomicrografías que muestran cristales de olivino (OI) con distintos grados de alteración a iddingsita, junto a cristales de clinopiroxeno (Cpx), feldespato (Pg) y opacos en polarizadores paralelos (A, C y E) y cruzados (B, D y F),

Según todas las características mencionadas, la roca es identificada como una roca ígnea que a partir de su mineralogía y textura se clasifica como un Basalto masivo.

#### 6.1.1.1.2 Basalto vesicular

Este tipo de rocas fueron encontradas en afloramientos del tipo bochas grandes y pequeñas, en afloramientos con disposición tabular y en topes de lomadas o mesetas. Se trata de rocas generalmente alteradas, que varían de tenaz a frágil y de coloración, dependiendo de su estado de alteración y la presencia de amígdalas, encontrándose rocas de color marrón grisáceo, con leves tonalidades rosadas y blanquecinas, y otras marrones con tonalidades rojizas tipo óxido. Las rocas son melanócratas por lo que se infiere que su composición es básica (Figura 34).



Figura 34: Vista en detalle de basalto amigdaloide.

En términos generales la roca se compone principalmente de vacuolas y/o amígdalas inmersas en una masa de cristales de grano muy fino no reconocibles a ojo desnudo. De acuerdo con los parámetros que definen la textura de la muestra, se observa que se trata de una roca afanítica que presenta un porcentaje variable de estructuras de escape de gases (entre 5% - 60%), específicamente vacuolas y amígdalas, con un tamaño que no excede los 3 mm y que poseen las siguientes características:

1. Formas redondeadas, alargadas y anhédricas.

2. Las amígdalas se encuentran rellenas en el centro de un mineral amarillo blanquecino de grano muy fino, que generalmente posee un hábito granular y brillo mate. Hacia los bordes, la amígdala está rellena de un mineral blanquecino con un hábito similar al de un ágata con un brillo vítreo (Figura 35).



Figura 35: Vista en detalle de basalto con amígdalas rellenas. Se observa la variación del hábito de los minerales que la rellenan desde los bordes hacia el centro.

3. Algunas amígdalas solo poseen el segundo mineral mencionado anteriormente y en su centro se encuentran vacías.

4. En un afloramiento puntual, se encontraron amígdalas rellenas de Calcita, con un tamaño de hasta 4 cm (Figura 36).



Figura 36: Vista en detalle de basalto con amígdalas rellenas de calcita.

Mediante lupa binocular se reconoce que la roca posee un aglomerado de cristales generalmente anhédricos con todos sus lados difusos, de color gris con tonalidades amarillo rojizo, brillo vítreo, maclados simples y polisintéticos, hábito prismático, presentes en la matriz con una abundancia aproximada de un 30%. A partir de estas características se infiere que se trata de cristales de feldespato plagioclasa. Junto a estos minerales, se reconocen cristales de un mineral de color

negro, presente en la matriz con una abundancia aproximada de un 10%, anhédrico de tamaño muy fino, que no permite reconocer más características.

En lámina delgada, se observa que las rocas poseen una textura equigranular, grano fino a muy fino, afanítica, con estructuras de escape de gases tipo vacuolares y amigdaloides.

Los minerales formadores de estas rocas en términos de abundancia es, en primer lugar, el feldespato plagioclasa. Se trata del mineral más presente en la muestra, con una abundancia de 40-45% y un tamaño máximo de 0,10 mm. En polarizadores paralelos los cristales se presentan incoloros, con un relieve muy bajo y no muestran pleocroísmo. En polarizadores cruzados se observa una birrefringencia bastante débil, con colores que alcanzan los grises claros de primer orden. La extinción de los cristales ocurre entre los ángulos 29-40°, dándose la máxima extinción a los 34-35°. Se reconoce en algunos cristales un maclado polisintético y en otros un maclado simple. Debido a su tamaño pequeño no se reconocen otras características.

En segundo lugar de abundancia, la muestra posee piroxeno el cual se presenta generalmente conformando la matriz, con una abundancia de un 30-35%, tamaño máximo de 0,09 mm, en cristales con una forma subhédrica. En polarizadores paralelos los cristales se presentan con un color gris pardo claro y un relieve medio a alto. En polarizadores cruzados se observa una birrefringencia moderada de 0,020-0,025; la extinción de los cristales ocurre entre los ángulos 37-44°, dándose la máxima extinción a los 42°. Debido a su tamaño pequeño no se reconocen otras características, pero en función de la mineralogía de otras rocas que afloran cerca podría decirse que se trata de un clinopiroxeno augita, el cual es típico de rocas basálticas.

Por último y en menor proporción (10-15%), la roca posee cristales de olivino, el cual se presenta con un color marrón rojizo producto de la presencia de iddingsita, que evidencia una alteración considerable. En términos generales los cristales poseen un tamaño de hasta 0,04 mm y forma anhédrica. En polarizadores paralelos los cristales se presentan con un relieve alto, y en polarizadores cruzados se observa una birrefringencia alta, de entre 0,037-0,041 y extinción paralela.

El resto de la roca se encuentra conformada por minerales opacos (Figura 37A y 37B).

La roca presenta abundantes estructuras de escape de gases que presentan formas ovaladas, una redondez y esfericidad considerable y un tamaño máximo de 2 mm. En algunos casos se encuentran vacías (Figura 37C y 37D) y en otros rellenas total o parcialmente por dos minerales, que poseen las siguientes características:

1. Uno de ellos se aloja generalmente en los bordes de las amígdalas. En polarizadores paralelos, se observa un mineral incoloro, con un relieve muy bajo. En polarizadores cruzados presenta una birrefringencia baja, con colores blancos y grises de primer orden, en algunos cristales se observa un hábito fibrorradiado. Debido al tamaño pequeño de los cristales (0,2 mm), no se reconocen otras características. Se infiere que se trate de cristales de ceolitas (Figura 37G y 37H).

2. En el centro de las amígdalas se aloja un mineral que en polarizadores paralelos muestra cristales anhédricos, incoloros y en algunos casos oscurecidos a un gris pardo, exfoliación romboédrica perfecta y relieve medio a bajo. En polarizadores cruzados se observa una birrefringencia muy alta (0,172), con colores que alcanzan hasta el blanco de máximo orden y una extinción simétrica respecto a la exfoliación. A partir de estas características se infiere que son cristales de calcita (Figura 37E y 37F). La muestra se trata de una roca ígnea, que por sus texturas se interpreta que tiene un carácter volcánico y que además por su mineralogía puede afirmarse que se trata de un Basalto Amigdaloide o Vacuolar.



Figura 37: Fotomicrografías de basalto afanítico con cristales de Olivino (OI), plagioclasa (Pg) y clinopiroxeno (Cpx), en polarizadores paralelos (A) y polarizadores cruzados (B). Vacuola en basalto afanítico en polarizadores paralelos (C) y polarizadores cruzados (D). Amígdala de basalto rellena de calcita (Cal) y ceolita (Zeol) en polarizadores paralelos (E y G) y polarizadores cruzados (F y H).

#### 6.1.1.1.3 Brechas ígneo-sedimentarias

Este tipo de rocas fueron encontradas sobre rocas basálticas vesiculares, formando parte de un escarpe erosivo en los márgenes del Aº del Arbolito (Figura 38) y bajo basaltos masivos pertenecientes a la colada N°1. Las litologías podrían ser parte de la colada Nº0 o bien, conformar un contacto inter-colada entre las coladas N°1 y N°0. Se trata de rocas frescas, muy tenaces, con un grado de alteración bajo a nulo, de color rosado violáceo, con tonalidades gris oscuro y estructura masiva. En términos generales, la roca se compone de fragmentos angulosos de distinta litología con un alto grado de silicificación que no permite un buen reconocimiento de su composición, así como tampoco permitió la confección de lámina delgada en el Laboratorio de Laminación y Molienda del Instituto de Ciencias Geológicas.



Figura 38: Vista en detalle de brecha ígneo-sedimentaria.

A ojo desnudo y mediante lupa de mano, se reconoce una masa de roca (matriz) silicificada, de color rosado, con venillas amorfas de sílice, con un tamaño de grano de arena fina a media y con clastos angulosos de basalto masivo inmersos en ella (esqueleto), con un tamaño variable de entre 0,2 - 5 cm, de color gris oscuro y colores violáceos (Figura 39).



Figura 39: Vista en detalle de brecha ígneo-sedimentaria en muestra de mano.

Según las características mencionadas, se infiere que la roca es una brecha ígneo-sedimentaria.

#### 6.1.1.2 Diferencias entre coladas

La colada N°O aflora en escasos lugares, específicamente donde el Aº del Arbolito permite ver su sustrato y en alguno de sus márgenes. Se compone de rocas basálticas frágiles, alteradas, afaníticas y amigdaloides, con amígdalas que alcanzan un tamaño de hasta 4 cm, rellenas de calcita.

La colada N°1 si bien ocupa gran parte del área de trabajo, aflora en puntos reducidos, ya que tiende a desarrollar niveles edáficos considerables que la recubren. Se compone de rocas basálticas masivas y amigdaloides y no expone niveles lajosos. Las rocas masivas poseen una baja a nula alteración, color gris oscuro, son porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz afanítica, compuesta principalmente de plagioclasa y piroxeno. Dichas rocas no presentan vacuolas. Las rocas amigdaloides poseen un grado de alteración alto y amígdalas de hasta 4 mm de tamaño, rellenas de ceolita.

La colada N°2 posee una considerable densidad de afloramientos, principalmente en el área de la SAdA. Se compone de rocas basálticas lajosas, masivas y amigdaloides. Las rocas lajosas poseen un grado de alteración alto, son afaníticas y contienen en un porcentaje mínimo, amígdalas rellenas de ceolita. Las rocas masivas poseen un grado de alteración despreciable, son de color gris oscuro, porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz afanítica, compuesta principalmente de plagioclasa y piroxeno. En ocasiones presentan vacuolas de hasta 2 mm de tamaño. Las rocas amigdaloides presentan grados de alteración variable, son de color marrón rojizo, en su mayoría afaníticas, aunque se reconocen algunos minerales de olivino sin alteración y otros alterados a iddingsita, lo que le otorga un color rojizo a la roca. Las amígdalas se encuentran rellenas de calcita y ceolita, y alcanzan un tamaño de hasta 4 mm.

La colada N°3 posee también una considerable densidad de afloramientos, principalmente en el área de la SAdA. Se compone de rocas basálticas lajosas, masivas y amigdaloides. Las rocas lajosas poseen un grado de alteración alto y son afaníticas. Las rocas masivas poseen un grado de alteración despreciable, son de color gris marrón, porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa inmersos en una matriz afanítica, compuesta principalmente de plagioclasa, piroxeno y olivino, alterado a iddingisita en su mayoría. En ocasiones presentan vacuolas de hasta 1,5 mm de tamaño y amígdalas rellenas de ceolita. Las rocas amigdaloides presentan un grado de alteración alto, son de color marrón rojizo, en su mayoría afaníticas, aunque se reconocen algunos minerales de olivino sin alteración y otros alterados a iddingsita, lo que le otorga el color rojizo a la roca. Las amígdalas se encuentran rellenas de calcita, y alcanzan un tamaño de hasta 3 mm.

#### 6.1.1.3 Areniscas silicificadas de la Formación Mercedes (Cretácico Superior)

Areniscas con variadas granulometrías y diferentes grados de silicificación fueron encontradas en cumbres de mesetas, cortes de cuneta en exposiciones horizontales y en escarpas erosivas (Figura 40). Estas litologías le otorgan al terreno un relieve suavemente ondulado a horizontal. Se trata de rocas frescas, consolidadas y tenaces con un grado de alteración bajo a nulo, con coloraciones rosadas a blanquecinas y con textura masiva.



Figura 40: Vista en detalle de grauvaca en afloramiento de cuneta.

Las rocas pertenecientes a esta unidad son de color rosado con manchas blanquecinas, a veces algo anaranjadas y rojizas, debido a la probable presencia de óxidos. En términos generales son matriz-sostén, poseen un grado de selección moderado, con dos poblaciones de tamaño de grano bien marcadas, que conforman el esqueleto y la matriz. El esqueleto se presenta con una abundancia variable entre un 2% y un 5%, con un tamaño de arena gruesa (0,5 – 1 mm). Los granos son subredondeados a angulosos y poseen una esfericidad media a alta. La matriz se presenta con una abundancia variable entre un 95% y 98%, con un tamaño menor a 0,125 mm y abundante presencia de finos. Debido a su tamaño de grano no se reconoce la morfometría de los granos (redondez y esfericidad) u otras características significativas (Figura 41).



Figura 41: Vista en detalle de grauvaca de la Fm. Mercedes en muestra de mano.

Algunas rocas de la unidad se encuentran con distintos grados de silicificación. En algunos casos donde la silicificación es muy alta, la sílice presenta un hábito botroidal de color blanquecino y/o en forma de venillas (Figura 42).



Figura 42: Vista en detalle de sílice con hábito botroidal.

Se destacan, además, las siguientes variaciones litológicas:

1. En algunos afloramientos las rocas se encuentran muy silicificadas, lo que les otorga una gran tenacidad y consolidación, color grisáceo y una gran dificultad de reconocimiento mineralógico, distinguiéndose únicamente la presencia de un 5% de fragmentos líticos. En estos casos la roca se clasifica como un chert<sup>1</sup> (Figura 43).

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Para este tipo de rocas no fueron confeccionadas láminas delgadas.

2. Algunas rocas poseen venillas de sílice que son parte del cemento.

3. Rocas sin el esqueleto mencionado, por lo que posee una buena selección, con un tamaño de grano entre arena muy fina a arena fina. Su tamaño de grano imposibilita reconocer otras características. Se clasifica a la roca como una arenisca muy fina.



Figura 43: Vista en detalle de afloramiento de chert.

En lámina delgada se observa que las rocas poseen una textura clástica, conformada por minerales (esqueleto) englobados en un material más fino (matriz) (Figura 44). El esqueleto se compone de cristales fracturados, anhédricos, con un tamaño máximo de 0,5 mm y clivaje ausente. En polarizadores paralelos los cristales son incoloros, tienen relieve bajo y no muestran exfoliación ni pleocroísmo. En polarizadores paralelos se observa una birrefringencia muy baja, con grises y amarillos de primer orden. Los cristales no poseen maclas. Dichos cristales son de cuarzo.

La matriz de las rocas posee dos poblaciones de tamaño en proporciones similares. En la población de cristales más pequeña no se logra reconocer ninguna característica petrográfica. El resto de la matriz se compone de al menos dos minerales presentes en iguales proporciones. Uno de ellos posee un tamaño variable, con cristales en su mayoría anhédricos con un tamaño máximo de 0,2 mm y clivaje ausente. En polarizadores paralelos los cristales son incoloros, tienen relieve bajo y no se reconoce foliación ni pleocroísmo. En polarizadores paralelos se observa una birrefringencia muy baja, con grises y amarillos de primer orden. Los cristales no poseen maclas. Dichos cristales son de cuarzo. El otro mineral presente en la matriz posee características similares, pero algunos cristales se presentan subhédricos a euhédricos y en polarizadores cruzados presentan un maclado polisintético. Estos cristales son de feldespato.

En términos generales, de acuerdo con los parámetros que definen la textura, las rocas se clasifican como grauvacas o wackes cuarzo-feldespática/os masivos. En los casos en que la silicificación es muy grande se denominan chert.



Figura 44: Wacke cuarzo-feldespático cristales de Cuarzo (Qtz) fracturados formando parte del esqueleto en polarizadores paralelos (A) y polarizadores cruzados (B) y matríz con cristales de Cuarzo (Qtz) y Feldespato (Fd en polarizadores paralelos (C) y polarizadores cruzados (D).

6.1.1.4 Sedimentos pelíticos marrones de la Formación Dolores (Pleistoceno Superior)

Esta unidad pudo observarse en los márgenes del Aº del Arbolito en un corte erosivo del depósito de ladera (Figura 45). Allí, presenta un espesor del orden métrico, está constituida por limos y limos más o menos arenosos (grauvacas), masivos, con considerables cantidades de concreciones carbonáticas, que por sus características litológicas y geomorfológicas (suave pendiente a planicie) son atribuidas a depósitos de la Formación Dolores.



Figura 45: Márgenes del Aº del Arbolito. En el fondo de la imagen se reconocen los depósitos métricos de la Formación Dolores.

Dichos depósitos se desarrollan como una cobertura por encima de basaltos vacuolares y brechas ígneo-sedimentarias descritas anteriormente. La unidad se compone por lodolitas, loess y arenas de coloraciones pardo rojizas; limo-arcillas con ocasionales clastos de cuarzo matriz soportados; arcillas masivas de color marrón, con variable contenido de limo y clastos de arena dispersa, y fangos masivos de matriz limo arcillosa, estructura masiva y con concreciones de calcio multiforme ubicados especialmente en los niveles arcillo limosos y fangolíticos. Sobre estas litologías se encuentra un nivel edáfico con una potencia aproximada de 40 cm (Figura 46).


Figura 46: Vista en detalle de depósitos métricos de la Formación Dolores con nivel edáfico por encima.

#### 6.1.1.5 Sedimentos actuales y recientes

Bajo este término se incluyen una serie de depósitos relacionados geométricamente con zonas de pendientes bajas a nulas y húmedas, cercanas a el Aº del Arbolito y la Cañada del Horno, y en los márgenes de éstos. Dichas unidades incluyen sedimentos transportados por gravedad (coluviones) y escorrentías superficiales, depositados en forma de pequeñas terrazas aluviales que muestran estructuras erosivas (surcos). Los depósitos alojados en los márgenes del Aº del Arbolito, fueron reconocidos mediante fotointerpretación ya que no siempre se podía llegar hasta las redes de drenaje por falta de senda de paso. Los suelos en estos sitios son de coloración oscura, limo-arcillosos, poco permeables y poseen una napa de agua superficial y permanente. En estos sitios se desarrolla vegetación hidrófila asociada.

Esta unidad desarrolla suelos de espesor considerable, de colores oscuros asociados a un alto contenido de materia orgánica. Los materiales que conforman los aluviones son muy heterogéneos, compuestos por sedimentos de muy mala selección, con clastos angulosos, subredondeados y redondeados de composición basáltica y chert. Dicho material se asocia a la meteorización de las formaciones Arapey y Mercedes (Figura 47).



Figura 47: Surco de erosión en coluvión.

## 6.2 Estratigrafía

Para la realización de la columna estratigráfica fueron reunidos todos los antecedentes del área de estudio, con sus correspondientes caracterizaciones litológicas. A partir de esta información se definió un ordenamiento cronoestratigráfico de las distintas unidades (Figura 48).

En la base de la columna estratigráfica propuesta aquí se encuentra la unidad más antigua correspondiente a la Formación Arapey, la que expone cuatro derrames de coladas sucesivos, tres de ellos cartografiables a la escala del presente trabajo, compuestas generalmente, de base a tope por basaltos lajosos, basaltos masivos y basaltos vesiculares. Según distintos autores la unidad posee una edad de 133±1 Ma (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) (Renne *et al.*,1992) (Cretácico Temprano).

Posteriormente, fueron depositadas las areniscas de la Formación Mercedes, apoyándose discordantemente sobre derrames basálticos de Arapey, con una edad de entre 83-72 Ma (Goso, 1999; Goso & Perea, 2004) (Cretácico Superior, Campaniense-Maastrichtiense). Luego dichas areniscas sufrieron procesos de silicificación en grados variables.

Durante el Cuaternario se deposita la Formación Dolores, la cual se atribuye a la meteorización *in situ* del sustrato litológico y su removilización, con una edad correspondiente al Pleistoceno Superior (Goso, 1970), con escasa expresión superficial.

Finalmente, en el Reciente y Actual se formaron los depósitos actuales y recientes asociados a la meteorización y erosión de las litologías correspondientes a las formaciones Arapey y Mercedes.



Figura 48: Columna estratigráfica del área de estudio. Criterio de colores establecidos por la International Stratigraphic Chart de UNESCO (2018).

# 6.3 Redistribución de suelo

### 6.3.1 Muestreo de suelo y espectrometría gamma

En cada muestra de suelo tomada fue medida la actividad de <sup>137</sup>Cs mediante espectrometría gamma. Los datos espectrales recopilados fueron convertidos a actividad de radiación gamma por unidad de peso (DMA), expresada en becquereles sobre kilogramos (Bq.kg<sup>-1</sup>). Considerando las variables del número de puntos de muestreo y el área del barreno, la actividad DMA del <sup>137</sup>Cs fue convertida en inventario, es decir, actividad por unidad de área o densidad superficial de actividad (DSA), expresada en becquereles sobre metros al cuadrado (Bq.m<sup>-2</sup>). En la tabla Nº1 se presentan los datos de DMA y DSA obtenidos en los dos puntos determinados como puntos de referencia, y en las tablas Nº2 y Nº3 los datos obtenidos en las SAdA y SCdH, respectivamente. Aquellos puntos donde la

concentración de <sup>137</sup>Cs no fue detectada por el espectrómetro, se indican en las siguientes tablas con LD (límite de detección).

Punto de referencia	Sección	Coordenadas U	TM (zona 21 H)	DMA (Bq.kg⁻¹)	DSA (Bq.m <sup>-2</sup> )
	(0-30 cm)	522602.00 m E	6361646.99 m S	0,91	318,66
	(0-5 cm)	522602.00 m E	6361646.99 m S	3,41	116,54
	(5-10 cm)	522602.00 m E	6361646.99 m S	3,52	149,97
Referencia 1	(10-15 cm)	522602.00 m E	6361646.99 m S	1,59	97,29
	(15-20 cm)	522602.00 m E	6361646.99 m S	0,48	33,94
	(20-25 cm)	522602.00 m E	6361646.99 m S	0,51	41,69
	(25-30 cm)	522602.00 m E	6361646.99 m S	LD	LD
	(0-30 cm)	532500.27 m E	6388206.48 m S	0,95	369,99
	(0-5 cm)	532500.27 m E	6388206.48 m S	2,39	83,60
	(5-10 cm)	532500.27 m E	6388206.48 m S	2,47	112,34
Referencia 6	(10-15 cm)	532500.27 m E	6388206.48 m S	1,12	50,11
	(15-20 cm)	532500.27 m E	6388206.48 m S	1,25	61,11
	(20-25 cm)	532500.27 m E	6388206.48 m S	0,55	28,98
	(25-30 cm)	532500.27 m E	6388206.48 m S	0,39	20,95

Tabla 1: Resultados de DMA y DSA obtenidos mediante espectrometría gamma de los puntos de muestreo referencia.

Subcuenca	Nombre de transecta	Nombre muestra	Coordenadas U	TM (zona 21 H)	DMA (Bq. kg <sup>-1</sup> )	DSA (Bq.m <sup>-2</sup> )
		1a	512095.39 m E	6374583.27 m S	1,47	224.71
		1b	512182.63 m E	6374691.80 m S	1,51	240.25
	1	1c	512211.71 m E	6374731.67 m S	1,08	205.11
		1d	512676.16 m E	6375368.51 m S	1,76	111.65
		2a	511598.25 m E	6376352.02 m S	1,70	137.70
	2	2b	511551.28 m E	6376242.32 m S	1,00	64.50
	2	2c	511528.73 m E	6376183.60 m S	1,61	137.23
		2d	511297.87 m E	6375821.36 m S	0,96	107.33
		3a	510607.66 m E	6375092.69 m S	1,47	203.45
	2	3b	510776.52 m E	6375329.74 m S	1,64	284.09
	5	3c	510904.99 m E	6375467.06 m S	0,82	134.22
		3d	511154.50 m E	6375779.40 m S	1,27	173.15
Arroyo del Arbolito		4a	510730.25 m E	6376717.71 m S	1,76	234.59
		4b	510562.40 m E	6376574.88 m S	1,49	196.76
	4	4c	510408.60 m E	6376413.20 m S	0,39	142,62
		4d	510301.52 m E	6376137.28 m S	1,29	269.25
		5a	510014.60 m E	6376800.00 m S	1,43	265.47
	5	5b	509868.20 m E	6376543.45 m S	1,40	361.55
		5c	509845.66 m E	6376485.83 m S	0,04	42.41
		6a	509109.82 m E	6375976.59 m S	0,68	113.4
	6	6b	509219.56 m E	6376137.23 m S	1,27	206.6
		6c	509277.00 m E	6376231.41 m S	0,04	13,21
		7a	508699.86 m E	6374226.55 m S	1,77	248.52
	7	7b	508936.90 m E	6375357.07 m S	1,27	260.13
		7c	508937.12 m E	6375606.49 m S	1,15	202.50

Tabla 2: Resultados de DMA	y DSA obtenidos mediante es	pectrometría gamma,	para cada muestra de s	uelo de la SAdA.
----------------------------	-----------------------------	---------------------	------------------------	------------------

 Tabla 3:
 Resultados de DMA y DSA obtenidos mediante espectrometría gamma, para cada muestra de suelo de la SCdH.

Subcuenca Nombre de No transecta mu	re ra Coordenadas UTM (zona 21 H)	DMA (Bq.kg <sup>-1</sup> )	DSA (Bq.m <sup>-2</sup> )
--	--------------------------------------	----------------------------	---------------------------

		A1	515629.56 m E	6376574.85 m S	1,24	241.47
	А	A2	515614.18 m E	6376322.12 m S	1,55	105.51
		A3	515716.65 m E	515716.65 m E	1,46	241.47
		B1	515705.72 m E	6376808.52 m S	1,24	362.63
	В	B2	515854.67 m E	6376744.10 m S	0,88	157.26
		B3	515998.00 m E	6376741.65 m S	1,59	216.82
		C1	515759.96 m E	6377277.47 m S	1,24	362.63
	С	C2	515992.23 m E	6377231.65 m S	1,15	132.17
		C3	516151.35 m E	6377142.70 m S	1,46	267.79
		D1	516934.39 m E	6377591.47 m S	1,11	215.05
Cañada del Horno	D	D2	516548.97 m E	6377379.28 m S	0,67	180.88
		D3	516402.67 m E	6377287.51 m S	0,90	8.66
	E	E1	516934.39 m E	6377591.47 m S	1,11	215.05
		E2	516934.13 m E	6377436.28 m S	1,52	252.26
		E3	517139.90 m E	6377235.27 m S	0,74	109.69
		F1	517119.04 m E	6375462.72 m S	1,13	84.03
	F	F2	517119.22 m E	6375569.14 m S	1,96	129.93
		F3	517135.35 m E	6375688.84 m S	1,79	101.63
		G1	517503.00 m E	6376478.60 m S	0,97	42.56
	G	G2	517449.00 m E	6376666.04 m S	1,14	88.52
		G3	517353.73 m E	6376829.17 m S	1,37	120.83

		G4	517186.97 m E	6376826.13 m S	1.37	199.56
		H1	517503.00 m E	6376478.60 m S	0,97	42.56
	н	H2	517458.65 m E	6376297.98 m S	1,24	61.85
		H3	517446.15 m E	6376112.87 m S	1,46	354.16
		11	517119.04 m E	6375462.72 m S	1.13	84.03
	I	12	516590.88 m E	6375548.97 m S	1.32	174.40
		13	516423.50 m E	6375724.41 m S	0.49	65.53
	J	J1	517877.69 m E	6378385.88 m S	1,60	202.2
		J2	517827.48 m E	6378237.31 m S	1,06	241.00
		J3	517747.54 m E	6378072.28 m S	1,46	343.08
		K1	518455.10 m E	6376697.04 m S	1,60	202.2
	к	K2	518380.76 m E	6376470.36 m S	1,34	129.05
		K3	518346.73 m E	6376303.03 m S	1,46	469.96

### 6.3.2 Tratamiento de los datos de referencia

A partir del análisis de los datos de los puntos exploratorios de referencia (tabla Nº1), se comprobó que los REF 1 y REF 6 se trataban de puntos referencia de concentración de <sup>137</sup>Cs, los cuales arrojaron un valor promedio de concentración de 361±7 Bq.m<sup>-2</sup>. Esta afirmación fue realizada a partir de la obtención de un comportamiento exponencial, al graficar los resultados de DSA de dichos puntos, en función de la profundidad (gráficas Nº1 y Nº2 lado izquierdo). Además, el comportamiento exponencial fue verificado al graficar el logaritmo neperiano de dicha concentración, en función de la profundidad acumulada, con el objetivo de evaluar la linealidad de dicha gráfica, obteniéndose valores de R<sup>2</sup> muy cercanos a 1 (gráficas Nº1 y Nº2 lado derecho).



### Referencia 1:

**Gráfica 1: Izquierda**: DSA (Bq.m<sup>-2</sup>) en función de la profundidad (m) para el punto de referencia 1. En azul se observan los resultados y en negro la línea de tendendia logarítmica. **Derecha:** Logaritmo neperiano de DSA. En negro se observa la línea de tendencia de los datos con un valor de R<sup>2</sup> de 0,996.



#### Referencia 6:

**Gráfica 2: Izquierda**: DSA (Bq.m<sup>-2</sup>) en función de la profundidad (m) para el punto de referencia 6. En azul se observan los resultados y en negro la línea de tendendia logarítmica. **Derecha:** Logaritmo neperiano de DSA. En negro se observa la línea de tendencia de los datos con un valor de R<sup>2</sup> de 0,9941.

### 6.3.3 Tratamiento de datos de DSA

Para el tratamiento de los datos, de las siete transectas de estudio realizadas en la SAdA, se seleccionaron cuatro, debido a que dos de estas transectas se ubicaron en una zona con un uso de suelo agrícola, y la otra restante se ubicó sobre un surco de erosión, por lo cual los resultados obtenidos en dichas transectas no eran representativos de toda la subcuenca. Debido a la extensión de las transectas, se tomaron cuatro puntos de muestreo en cada una, con el objetivo de obtener un muestreo representativo. En la SCdH, de las once transectas de estudio realizadas, se seleccionaron nueve, debido a que dos de ellas se ubicaron en una zona donde el uso de suelo no era agrícola, por lo cual los resultados obtenidos en dichas transectas no eran representativos de toda la subcuenca. En cada transecta se tomaron tres puntos de muestreo. El criterio para la cantidad de puntos de muestreo realizados por transecta, fue la extensión longitudinal de la misma. A su vez, cada punto de muestreo se ubicó considerando el comportamiento de la pendiente a lo largo de la transecta.

En la SAdA los datos de DSA obtenidos para cada muestra de suelo fueron ordenados y clasificados en alto, medio y bajo, tomando como referencia la posición del punto de muestreo a lo largo de la transecta de estudio. En la SCdH los puntos se clasificaron de igual forma, con la excepción de que los puntos clasificados como "bajos" se dividieron en "bajos mayores" y "bajos menores", debido a la gran dispersión de los datos de DSA obtenidos si se mantuviera una única categoría en puntos bajos (Figura 49 y 50). Esta clasificación fue realizada en varias etapas. En primera instancia se caracterizaron en campo las pendientes de las transectas de estudio, utilizando sus características morfológicas. Luego, para complementar la clasificación realizada en campo, en las tres categorías de puntos de muestreo definidas con respecto a la ubicación de los puntos de muestreo a lo largo de la transecta de estudio (alto, medio y bajo), se procedió al análisis de los datos para obtener una clasificación con criterio estadístico. Para ello primero fue realizado un análisis de componentes principales (PCA<sup>2</sup> por sus siglas en inglés), con el objetivo de convertir un conjunto de observaciones de variables en un conjunto de valores de variables sin correlación lineal (componentes principales), que mejor explicaran el

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> El Análisis de Componentes Principales (PCA por sus siglas en inglés) es una técnica útil para reducir la dimensionalidad de un conjunto de datos, describiéndolos en términos de nuevas variables no correlacionadas, denominadas componentes.

comportamiento de los puntos de muestreo. Una vez obtenidas las componentes principales, fue realizado un análisis discriminante lineal (LDA<sup>3</sup> por sus siglas en inglés), el cual es un procedimiento que clasifica datos desconocidos y analiza la probabilidad de su clasificación en un determinado grupo. Para ello se utilizaron las siguientes variables: profundidad másica del suelo (masa menor a 2 mm contenida en la profundidad a la que percoló el <sup>137</sup>Cs), la DMA y DSA de <sup>137</sup>Cs, los valores de redistribución de suelo arrojados por MODERN para cada punto de muestreo. v la DMA de <sup>40</sup>K, <sup>232</sup>Th y <sup>226</sup>Ra. Para la SAdA las variables DMA de <sup>232</sup>Th y <sup>40</sup>K y valores de MODERN, aprobaron los test de rangos (prueba no paramétrica para comparar el rango medio de dos muestras relacionadas, y determinar si existen diferencias entre ellas), el test Kruskal Wallis (método no paramétrico para probar si un grupo de datos proviene de la misma población) y la prueba de análisis de la función discriminante (se realiza una selección de variables por pasos hacia adelante, utilizando el criterio Lambda de Wilk), con una confianza mayor al 90% (valor de p <0.1) para los tres test. En el caso de la SCdH, las variables que aprobaron dichos test fueron el DMA de <sup>137</sup>Cs, <sup>40</sup>K, <sup>232</sup>Th y <sup>226</sup>Ra.

Cabe mencionar que las variables <sup>40</sup>K, <sup>232</sup>Th y <sup>226</sup>Ra, fueron medidas para todos los puntos, sin embargo, excede los objetivos de esta tesis y por ello no se reportan los valores. Todos los análisis estadísticos mencionados se realizaron a través del paquete FingerPro en R, RStudio: Version 1.4.1106.

A partir del LDA, se graficaron los datos en las dimensiones y se obtuvo una nueva agrupación de los datos de muestreo en altos, medios, bajos para la SAdA, y altos, medios, bajos menores y bajos mayores para la SCdH (Figuras 49 y 50).

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> El Análisis Discriminante Lineal (LDA por sus siglas en inglés) es un método estadístico utilizado para encontrar una combinación lineal de rasgos, que caracterizan o separan dos o más clases de objetos o eventos. La combinación resultante puede ser utilizada como un clasificador lineal, o más comúnmente, para la reducción de dimensiones antes de la posterior clasificación.



Figura 49: LDA realizado para los puntos de muestreo en la SAdA. En rojo los puntos clasificados como "altos", en verde los puntos clasificados como "medios" y en azul los puntos clasificados como "bajos" a partir de las cuatro variables analizadas.



Figura 50: LDA realizado para los puntos de muestreo en la SCdH. En color rojo los puntos clasificados como "altos", en verde los puntos clasificados como "medios", en celeste los puntos clasificados como "bajos mayores" y en violeta los puntos clasificados como "bajos menores" a partir de las cuatro variables analizadas.

Una vez categorizados los puntos de muestreo, fue calculado para ambas subcuencas el promedio de DSA entre puntos de diferentes transectas, según la ubicación del punto de muestreo, de manera de obtener un DSA neto según la ubicación del punto de muestreo a lo largo de la transecta de estudio. Además, fue calculado el promedio de DSA por transecta de estudio, de manera de obtener el DSA neto por transecta (Tablas Nº4 y Nº5).

 Tabla 4: Resultados de la espectrometría gamma para cada muestra de suelo de la SAdA (Bq.m<sup>-2</sup>), ordenados según posición del punto de muestreo a lo largo de la transecta de estudio.

Arroyo del Arbolito (DSA en Bq.m <sup>-2</sup> )									
Posición en transecta	Posición en transecta Transecta 4 Transecta 3			Transecta 1	Promedio por altura de punto				
Alto	234.59	203.45	137.70	224.71	200.11				
Medio	196.76	209.16	100.87	222.68	182.37				
Bajo	269.25	173.15	107.33	111.65	165.35				
Promedio por transecta	233.54	195.25	115.30	186.35	182.61				

En la tabla N°4 se observa a partir de los promedios de DSA obtenidos por transecta, que todas las transectas poseen valores menores al valor promedio de referencia (361±7 Bq.m<sup>-2</sup>). Por otro lado, los promedios netos según la ubicación del punto a lo largo de la transecta de estudio muestran una tendencia de que la concentración de <sup>137</sup>Cs disminuye según disminuye la cota del terreno.

 Tabla 5: Resultados obtenidos mediante espectrometría gamma para cada muestra de suelo tomada en la SCdH (Bq.m<sup>-2</sup>),

 ordenados según posición del punto de muestreo a lo largo de la transecta de estudio.

	Cañada del Horno (DSA en Bq m <sup>-2</sup> )										
Posición en transecta	Transect a A	Transect a B	Transect a C	Transect a D	Transect a E	Transect a F	Transect a G	Transect a H	Transect a I	Promedio por altura de punto	
Alto		157.26				84.03	42.56	42.56	84.03	95.98	
Medio	173.49			197.96	233.65	129.93	104.68	61.85	174.40	153.71	
Bajo		216.82	267.79	8.66	109.69	101.63	199.56	354.16	65.53	165.48	
Promedio por transecta	173.49	187.04	267.79	103.31	171.67	105.20	115.60	152.86	107.99	138.39	

.... no se pudo categorizar como alto, en base al LDA, por tanto el valor no se presenta

--- no se pudo categorizar como medio, en base al LDA, por tanto el valor no se presenta

\_ \_ \_ no se pudo categorizar como bajo, en base al LDA, por tanto el valor no se presenta

En la tabla N°5 se observa a partir de los promedios de DSA obtenidos por transecta, que todas las transectas poseen concentraciones de <sup>137</sup>Cs menores al valor promedio de referencia (361±7 Bq.m<sup>-2</sup>). Por otro lado, los promedios netos según la ubicación del punto a lo largo de la transecta de estudio, muestran una tendencia de que la concentración de <sup>137</sup>Cs aumenta según disminuye la cota del terreno.

A continuación, se muestra un diagrama de cajas<sup>4</sup> (gráfica Nº3) donde es presentada la DMA de <sup>137</sup>Cs versus la categoría de pendiente del punto de muestreo a lo largo de la transecta de estudio. En este tipo de diagramas, las cajas (rectángulos de color verde y naranja) representan el rango intercuartil, la línea horizontal que atraviesa cada caja es la mediana de los datos, los bigotes se extienden entre los valores máximo y mínimos no atípicos, por lo que representan la variabilidad de los datos no atípicos, y con un rombo se representan los valores atípicos. Estos últimos no influencian el cálculo de la mediana.



**Gráfica 3:** Valores de DMA (Bq.kg<sup>-1</sup>) para cada punto muestreado en las SAdA y SCdH, agrupados según la posición de la muestra (alto, medio y bajo).

Como puede observarse en la gráfica Nº3, a medida que disminuye la cota en la SAdA, la dispersión de los datos de DMA disminuye considerablemente. Por el

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Un diagrama de cajas (o diagrama de caja y bigotes) es un método que permite representar gráficamente una serie de datos numéricos a través de sus cuartiles. Permite mostrar fácilmente la mediana y los cuartiles de los datos, junto con los valores atípicos de estos.

contrario, para la SCdH, la dispersión de los datos de DMA aumenta a medida que la cota disminuye. En la gráfica Nº4, se muestra un diagrama de cajas donde es presentada la DSA de <sup>137</sup>Cs versus la categoría de pendiente del punto de muestreo a lo largo de la transecta de estudio. Se señala, además, la DSA promedio arrojada por las muestras de referencia (361±7 Bq.m<sup>-2</sup>), en línea punteada.



**Gráfica 4:** Valores de DSA (Bq.m<sup>-2</sup>) para cada punto muestreado en las SAdA y SCdH, agrupados según la posición de la muestra a lo largo de la transecta de estudio (alto, medio y bajo).

Como puede observarse en la gráfica Nº4, todos los puntos de muestreo de ambas subcuencas tienen un valor de DSA menor al del valor de referencia, por tanto, todos los puntos resultan erosionados. Además, se observa un comportamiento diferencial entre los puntos de muestreo, mostrando que la dispersión de los datos de DSA a medida que la cota del terreno disminuye, varía para la SAdA y aumenta considerablemente para la SCdH.

6.3.4 Conversión de datos de <sup>137</sup>Cs para evaluación de redistribución de suelo mediante modelos de conversión

A partir de los valores de DSA arrojados para cada punto de muestreo, fue calculada la redistribución de suelo con el objetivo de obtener tasas de pérdida o ganancia de suelo expresadas en megagramos por hectárea por año. Para ello, se

utilizaron los modelos de conversión Distribución del Perfil, Migración y Difusión y MODERN en la SAdA, y los modelos Balance de Masas I, II y MODERN en la SCdH. Los valores negativos obtenidos representan puntos donde está ocurriendo una pérdida de suelo o erosión, y los valores positivos donde está ocurriendo una ganancia de suelo o depositación.

Los parámetros requeridos para la aplicación de los modelos de conversión se muestran a continuación (tablaNº6):

Profundidad másica de arado ( <i>xm</i> ) (kg.m <sup>-2</sup> )	62.55
Constante de laboreo ( $m{\phi}$ ) (Kg.m <sup>-1</sup> .año <sup>-1</sup> )	6.5
Densidad aparente del suelo (B) (Kg.m⁻³)	1294
H₀REF	67.1
Factor de proporción	0.52
Profundidad de relajación másica (H) (kg.m <sup>-2</sup> )	4
Tasa de migración (V)(kg. m <sup>-2</sup> .año <sup>-1</sup> )	1.46
Coeficiente de difusión (D)(kg <sup>2</sup> .m <sup>-4</sup> .año <sup>-1</sup> )	92.4
Año de comienzo del arado	1987
Profundidad del arado (d) (m)	0,089
Año de muestreo (t)	2018

Tabla 6: Parámetros utilizados en los modelos de conversión.

En las tablas Nº7, Nº8 y Nº9 se observan los datos arrojados para la SAdA a partir de los modelos de conversión Difusión y Migración, Distribución del Perfil y MODERN, respectivamente. En la última fila de cada tabla se muestra el promedio de los datos obtenidos para cada transecta, valor que es equivalente a la redistribución de suelo neta de las mismas. Además, en la última columna (derecha), se presenta el promedio de los datos de redistribución de suelo según la ubicación de los puntos de muestreo a lo largo de la transecta, valor que es equivalente a la redistribución de suelo neta en los puntos altos, medios y bajos. Por último, se destaca en color rojo el valor de redistribución de suelo neto para la subcuenca en su conjunto.

Arroyo del Arbolito (MDP) (Mg.ha <sup>-1</sup> .año <sup>-1</sup> )									
Posición en la transecta	Transecta 4	Transecta 3	Transecta 2	Transecta 1	Promedio por altura de punto				
Alto	-5.26	-7.00	-11.76	-5.78	-7.45				
Medio	-7.40	-7.50	-16.41	-5.94	-9.31				
Bajo	-3.58	-8.96	-14.80	-14.32	-10.42				
Promedio por transecta	-5.41	-7.82	-14.32	-8.68	-9.06				

 Tabla 7: Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo de Distribución de Perfil (MDP) para la SAdA (transectas 1-4).

 Tabla 8: Redistribución de suelo en megagramos (Mg) de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos)

 por hectárea por año, utilizando el Modelo de Difusión y Migración (DMM) para la SAdA (transectas 1-4).

Arroyo del Arbolito (DMM) (Mg.ha <sup>-1</sup> .año <sup>-1</sup> )									
Posición en la transecta	Transecta 4	Transecta 1	Promedio por altura de punto						
Alto	-4	-5.1	-7.5	-4.3	-5.23				
Medio	-5.3	-5	-8.95	-4.4	-5.91				
Bajo	-2.9	-6.2	-8.7	-8.5	-6.58				
Promedio por transecta	-4.07	-5.43	-8.38	-5.73	-5.90				

**Tabla 9:** Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo MODERN para la SAdA (transectas 1-4).

Arroyo del Arbolito (MODERN) (Mg.ha <sup>-1</sup> .año <sup>-1</sup> )									
Posición en la transecta	Transecta 4	Transecta 3	Transecta 2	Transecta 1	Promedio por altura de punto				
Alto	-3.28	-2.12	-2.92	-2.51	-2.71				
Medio	-3.84	-4.61	-3.26	-3.02	-3.68				
Bajo	-4.29	-4.34	-4.80	-4.36	-4.45				
Promedio por transecta	-3.80	-3.69	-3.66	-3.30	-3.61				

Los resultados obtenidos muestran que todas las transectas poseen una erosión neta. Estos valores coinciden en todos los modelos. Además, los resultados

de los promedios por altura por punto entre los datos altos-medios-bajos muestran la tendencia de un aumento de la erosión neta, a medida que disminuye la cota del terreno.

En las tablas Nº10, Nº11 y Nº12 se observan los datos arrojados para la SCdH, a partir de los modelos de conversión Balance de Masas I, Balance de Masas II y MODERN, respectivamente. De igual forma, en la última fila de cada tabla se muestra el promedio de los datos obtenidos para cada transecta y en la última columna (derecha), el promedio de los datos de redistribución de suelo según la ubicación de los puntos de muestreo a lo largo de la transecta. Por último, se destaca en color rojo el valor de redistribución de suelo neto para la subcuenca en su conjunto.

 Tabla 10: Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo de conversión Balance de Masas I para la subcuenca Cañada del Horno (transectas A-I).

Cañada del Horno (MBM I) (Mg.ha <sup>-1</sup> .año <sup>-1</sup> )										
Posición en transecta	Transecta A	Transecta B	Transecta C	Transecta D	Transecta E	Transecta F	Transecta G	Transecta H	Transecta I	Promedio por altura de punto
Alto		-30.46				-52.90	-76.75	-76.75	-52.90	-57.95
Medio	-29.82			-22.24	-16.16	-37.35	-45.5	-63.71	-26.71	-34.50
Bajo		-18.79	-11.04	-130.58	-43.41	-46.14	-21.81	-0.71	-61.68	-41.77
Promedio por transecta	-29.82	-24.63	-11.04	-76.41	-29.79	-45.46	-48.02	-47.06	-47.10	-39.92

 Tabla 11: Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo de conversión Balance de Masas II para la subcuenca Cañada del Horno (transectas A

	•		
1	۱		
	,	٠	

Cañada del Horno (MBM II) (Mg.ha⁻¹.año⁻¹)										
Posición en transecta	Transecta A	Transecta B	Transecta C	Transecta D	Transecta E	Transecta F	Transecta G	Transecta H	Transecta I	Promedio por altura de punto
Alto		-16.30				-28.50	-41.80	-41.80	-28.50	-31.38
Medio	-16.00			-11.90	-8.65	-20.00	-24.45	-34.50	-14.30	-18.54
Bajo		-10.00	-5.90	-73.00	-23.30	-24.80	-11.60	-0.40	-33.40	-22.80

Cañada del Horno (MODERN) (Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>) Promedio Posición en Transecta Transecta Transecta Transecta Transecta Transecta Transecta Transecta Transecta por altura transecta R С п Е F G н Α Т . de punto Alto -6.04 -3.60 -2.77 -2.77 -3.60 -3.76 ... ... ... ... Medio -4.19 -6.18 -4.36 -2.50 -4.56 -2.67 -4.17 -4.09 \_ \_ -3.65 -2.60 -2.87 -4.44 -2.52 -4.19 -0.32 -7.06 -3.46 Bajo Promedio -4.84 -2.60 -4.53 -4.40 -2.87 -3.84 -1.92 -4.94 -4.19 -3.79 por transecta

 Tabla 12: Redistribución de suelo en megagramos de suelo perdidas (valores negativos) o ganadas (valores positivos) por hectárea por año, utilizando el Modelo de conversión MODERN para la SCdH (transectas A-I).

Los resultados obtenidos muestran que todas las transectas presentan una erosión neta. Estos valores coinciden en todos los modelos. Además, los resultados del promedio entre los datos altos-medios-bajos muestran un valor de erosión neta similar entre los puntos altos y bajos, y una erosión neta mayor en los puntos medios, respecto a los demás puntos. En las siguientes gráficas se muestra una comparación entre los resultados de redistribución de suelo obtenidos para las transectas de cada subcuenca de estudio, utilizando el modelo MODERN. Se omite utilizar los demás modelos de conversión, ya que a partir de los resultados se observa una clara sobreestimación de los resultados.



Gráfica 5: Comparación de valores de redistribución de suelo arrojados para las SAdA y SCdH, utilizando el modelo de conversión MODERN.

De la gráfica Nº5 se deduce que, para la SAdA, la tasa de erosión de suelo por hectárea por año aumenta desde las cotas más altas a las más bajas. Por el contrario, en la SCdH, la tasa de erosión fluctúa, alcanzando valores máximos en cotas medias y valores similares entre cotas altas y bajas. En lo que respecta a la dispersión de los datos, se observa que para la SAdA ocurre una gran dispersión de datos a cotas medias, lo que indica una redistribución de suelo importante en dichas cotas, implicando procesos temporales diferenciales. A cotas bajas, la dispersión de los datos se reduce considerablemente, lo que indica una mayor estabilidad de la cuenca en estas zonas. Para la SCdH la dispersión de los datos aumenta según disminuye la cota del terreno, lo que evidenciaría un aumento importante de la redistribución. Debido a que a cotas bajas ocurre una gran dispersión de los datos, a partir de las gráficas Nº4 y Nº5, se decidió separar los mismos en bajos con mayor y menor erosión (ver gráfica Nº6).



**Gráfica 6:** Comparación de valores de redistribución de suelo arrojados para las SAdA y SCdH, utilizando el modelo de conversión MODERN. Se diferencian dos rangos de datos (mayor y menor erosión) para los valores ubicados en las partes bajas de la SCdH.

Además, también se indica en las gráficas Nº5 y Nº6, el valor tolerable de erosión (VTE) establecido para los suelos presentes en las subcuencas de estudio: Arroyo del Arbolito con un valor de -7 Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup> para suelos del tipo Brunosoles eútricos y Vertisoles arcillosos háplicos, y Cañada del Horno, con un valor de -9 Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup> para suelos del tipo Vertisoles háplicos profundos y Brunosoles eurétricos. Dicha tolerancia alude a la cantidad de suelo que un perfil puede perder manteniendo su productividad actual durante un largo período de tiempo (FAO, 1967). Como puede observarse, ningún punto de muestreo supera los VTE establecidos para la subcuenca donde se ubican.

6.3.5 Relación de la pendiente de la transecta de muestreo con la redistribución del suelo

A partir de mapas topográficos y herramientas de Google Earth se calculó la pendiente promedio de cada transecta de estudio utilizando la siguiente ecuación:

Pendiente (%) = 
$$\frac{(a-b)}{l} \times 100$$

Siendo *a* el valor de la cota del extremo de la transecta ubicado a mayor cota, *b* el valor de la cota del extremo de la transecta ubicado a menor cota, y *I* la distancia entre ambos extremos. Los tres valores se tomaron en metros.

El valor de las pendientes fue tomado con el objetivo de evaluar si la redistribución del suelo se encuentra influenciada por la inclinación del terreno o si existen otros factores que están influyendo. Las siguientes dos tablas muestran los resultados obtenidos a partir de este estudio, junto con el valor de redistribución de suelo neta, arrojado por el modelo de conversión MODERN. Se destaca, además, en color azul el valor de la pendiente promedio para toda la subcuenca.

 Tabla 13: Redistribución de suelo promedio arrojados por el modelo de conversión MODERN para la SAdA (transectas 1-4),

 junto con los valores de pendiente de cada transecta de estudio y el valor de pendiente promedio de la subcuenca.

Subcuenca	Transecta	MODERN (Mg.ha <sup>-1</sup> .año <sup>-1</sup> )	Pendiente	Pendiente promedio (%)	
	4	3,80	3,7		
Arroyo del	3	-3,69	3,3	20	
Arbolito	2	-3,66	4,8	3,0	
	1	-3,30	3,5		

 Tabla 14:
 Redistribución de suelo promedio arrojados por el modelo de conversión MODERN para la SCdH (transectas A-I),

 junto con los valores de pendiente de cada transecta de estudio y el valor de pendiente promedio de la subcuenca.

Subcuenca	Transecta	MODERN (Mg.ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup> )	Pendiente	Pendiente promedio (%)	
	Α	-4.19	5,9		
	В	-4.84	4,9		
	С	-2.60	5,5		
	D	-4.53	3,2		
Cañada del Horno	Е	-4.40	1,3	3,5	
	F	-2.87	3,7		
	G	-3.84	1,4		
	н	-1.92	1,6		
	I	-4.94	5,0		

A partir de esta información fue realizado un gráfico de regresión lineal, donde se relaciona el valor de la pendiente de cada transecta de estudio con el valor de redistribución de suelo promedio arrojado por el modelo de conversión MODERN (gráfica Nº7).





La gráfica N°7 muestra la información subdividida en colores según la subcuenca de estudio: verde para la SAdA y anaranjado para la SCdH. Además, en el extremo superior izquierdo muestra los valores de *p* y *tau* para cada subcuenca. Como puede observarse los valores de tasas de erosión, son similares en ambas subcuencas, concentrándose en un rango aproximado de valores de entre -3 y -5.5 Sin embargo, se reconoce una marcada diferencia en lo que respecta al valor de la pendiente de las transectas de estudio. La SAdA posee las pendientes más pronunciadas, ya que todas las transectas se ubican del lado derecho de la gráfica (valores mayores a 3,5% aprox.), en comparación con la SCdH, donde todas las transectas se ubican del lado todas las transectas de la gráfica (valores menores a 3,5 aprox.). Se destaca que, en la SAdA, ocurre una relación directa entre la pendiente y las tasas de erosión de suelo, evidenciada por un valor de *p* <0.1, es decir con una

confianza mayor al 90%, y un valor de *tau* considerable (0.5). En contraposición, la SCdH posee un valor de p > 0.1 y un valor de *tau* considerablemente menor (-0.07), lo que significa que no hay una relación entre la pendiente del terreno y las tasas de erosión de suelo.

Por otro lado, fue realizado un estudio de las curvas de nivel en las subcuencas de trabajo, con el objetivo de caracterizar el tipo de vertiente en la que se encuentran las transectas de estudio, y evaluar si esto se trata de un factor influyente en la redistribución del suelo. Las curvas de nivel no muestran un comportamiento claro, que evidencie que las vertientes son concentradoras o dispersoras de sedimentos, por lo que dicho estudio no arrojó resultados certeros que aporten a la interpretación de los resultados de redistribución de suelo.

# 6.4 Relación sustrato geológico con valores de redistribución

### de suelo

En las siguientes tablas (Nº15 y Nº16) se presentan los valores de redistribución de suelo, junto con el tipo de roca sobre el que se encontraba el punto de muestreo, para las SAdA y SCdH, respectivamente.

 Tabla 15: Redistribución neta de suelo en megagramos perdidos (negativos) o ganados (positivos) por hectárea y por año, utilizando el modelo MODERN para la SAdA (transectas 1-4), junto con el litotipo en cada punto de muestreo.

Subcuenca	Nombre de transecta	Nombre del punto de muestreo	Ubicación del punto de muestreo	MODERN	Litotipo
		4a	Alto	-3.28	Basalto masivo
	Transacta 4	4b	Medio	-3.84	Basalto vacuolar
		4c	-	-	Basalto masivo
		4d	Bajo	-4.29	Basalto vacuolar
		За	Alto	-2.12	Basalto masivo
	Transacta 3	3b	Medio	-3.25	Basalto vacuolar
		Зс	Medio	-5.98	Basalto masivo
Arroyo del		3d	Bajo	-4.34	Basalto masivo
Arbolito		2a	Alto	-2.92	Basalto masivo
	Transecta 2	2b	Medio	-3.43	Basalto masivo
		2c	Medio	-3.08	Basalto masivo
		2d	Bajo	-4.80	Basalto vacuolar
		1a	Alto	-2.51	Basalto masivo
	Transecta 1	1b	Medio	-2.77	Basalto vacuolar
	Transecta T	1c	Medio	-3.28	Basalto vacuolar
		1d	Bajo	-4.36	Basalto masivo

# Tabla 16: Redistribución neta de suelo en megagramos perdidos (negativos) o ganados (positivos) por hectárea y por año, utilizando el modelo MODERN para la SCdH (transectas A-I), junto con el litotipo en cada punto de muestreo.

Subcuenca	Nombre de transecta	Nombre del punto de muestreo	Ubicación del punto de muestreo	MODERN	Litotipo
	A	A1	Alto	-3.70	Basalto masivo
		A2	Medio	-4.68	Basalto vacuolar
		A3	-	-	Basalto vacuolar
		B1	-	-	Basalto masivo
	В	B2	Medio	-6.04	Basalto masivo
		B3	Bajo	-3.65	Basalto masivo
		-	-	-	Basalto masivo
	С	-	· ·		Basalto masivo
		C3	Bajo	-2.60	Basalto masivo
		D1	Alto	-5.21	Basalto masivo
	D	D2	Medio	-7.15	Basalto masivo
		D3	Bajo	-2.87	Basalto vacuolar
	E	E1	Alto	-5.21	Basalto masivo
Cañada del Horno		E2	Medio	-3.51	Basalto masivo
		E3	Bajo	-4.44	Basalto vacuolar
		F1	Alto	-3.60	Basalto masivo
	F	F2	Medio	-2.50	Basalto masivo
		F3	Bajo	-2.52	Basalto masivo
	G	G1	Alto	-2.77	Basalto masivo
		G2	Medio	-3.70	Basalto masivo
		G3	Medio	Medio -5.42	
		G4	Bajo	-4.19	Basalto vacuolar
		H1	Alto	-2.77	Basalto masivo
	н	H2	Medio	-2.67	Basalto masivo
		НЗ	Bajo	-0.32	Basalto vacuolar
	1	11	Alto	-3.60	Basalto vacuolar
		12	Medio	-4.17	Basalto vacuolar

# Capítulo VII - Discusión y conclusiones

## 7.1 Discusión

### Geología del área de estudio

El área de trabajo posee una diversidad geológica relativamente considerable, ya que afloran distintas unidades litológicas cartografiables a escala 1:20.000. Estructuralmente las unidades no presentan características que puedan alterar su homogeneidad.

La evolución del área de estudio muestra una unidad más antigua dispuesta en coladas que se componen de basaltos lajosos, masivos, vacuolares y brechas ígneo-sedimentaria. Si se sigue el modelo de estructura interna de los basaltos con lo propuesto por Groeber (1932) y posteriormente Bossi (1966), los cuales establecen que cada colada basáltica se compone de tres niveles que de base a techo son: nivel de basaltos lajosos, nivel de basaltos masivos y niveles de basaltos vesiculares o brechoides en el techo, puede concluirse que en el área de trabajo afloran cuatro niveles de coladas.

En términos generales, todos los basaltos poseen una mineralogía similar, compuesta principalmente por feldespato plagioclasa, clinopiroxeno augita, olivino y minerales máficos. Esta mineralogía es congruente con lo propuesto por Lambert (1940) y permite inferir que se trata de rocas de composición básica *sensu* Piccirillo *et al.* (1988). Según el tipo de basalto, se observa la presencia de estructuras de escape de gases de tamaños variables, que pueden estar vacías conformando vacuolas, o rellenas de calcita y ceolita, conformando amígdalas. La composición del relleno de las amígdalas es congruente con lo propuesto por Bossi & Schipilov (1998). Estas litologías afloran en casi la totalidad del área de estudio y se reconocen como parte de la Formación Arapey. Según los antecedentes se considera para esta unidad una edad Cretácico Temprano.

En el Oeste de la SAdA, afloran litologías sedimentarias, grauvacas o *wackes* cuarzo-feldespáticos, masivos, con distintos grados de silicificación. En algunos casos la silicificación es tal que la roca pasa a conformar un chert. A partir de los

propuesto por Lambert (1940) y posteriormente Preciozzi *et al.* (1985), se infiere que estas rocas forman parte de la Formación Mercedes (*sensu* Serra, 1945), y que poseen una relación de discordancia con la Formación Arapey (*sensu* Bossi, 1966) o *rocas efusivas de Serra Geral* (*sensu* Lambert, 1940) subyacentes.

Posteriormente, se depositaron fangos y grauvacas de coloraciones pardo rojizas, de estructura masiva, con concreciones de calcio multiforme, ocupando parte de algunas laderas y hacia los cortes de las planicies aluviales. Estas características permiten asimilarlas con las que fueron definidas por Goso (1970), para la Formación Dolores a la cual se le asigna una edad pleistocena.

Finalmente, apoyados sobre todas las litologías descritas previamente, se observaron en el área de trabajo, una serie de depósitos subactuales o recientes, relacionados con zonas húmedas y de pendientes bajas a nulas, cercanas al A<sup>o</sup> del Arbolito y la Cañada del Horno y en los márgenes de éstos. Dichas unidades incluyen sedimentos transportados por gravedad (coluvionamiento) en laderas de escasa pendiente y por escorrentías superficiales, rellenando espacios aluviales que generan pequeñas terrazas y que muestran estructuras erosivas (surcos). Los suelos en estos sitios son de coloración oscura limo-arcillosos poco permeables, que poseen una napa de agua superficial y permanente.

Como puede observarse en el mapa geológico a escala 1:20.000 realizado (ver anexo II), la geología de ambas subcuencas de estudio es similar, aflorando en casi la totalidad de ambas, la Formación Arapey. Si bien, en el extremo Oeste de la SAdA se reconoce a la Formación Mercedes, el muestreo de suelo no fue realizado sobre ésta. Además, la evaluación de la ubicación de cada punto de muestreo, con el objetivo de reconocer si existía alguna relación general entre el tipo de roca y los valores de redistribución de suelo calculados (tablas Nº15 y Nº16), no mostró ninguna relación entre dichos factores. A partir de esto, se asume en este caso, que el sustrato litológico no sería un factor de influencia en la diferencia de los resultados de redistribución de suelo arrojados para cada subcuenca.

### Geomorfología del terreno: pendientes

Como se detalla en el apartado 6.3.5, las subcuencas de estudio poseen en promedio una pendiente similar, con valores de 3,8 y 3,5 % para la SAdA y SCdH, respectivamente. Sin embargo, cuando se relacionan los valores de las pendientes de las transectas de estudio, a lo largo de las cuales los sedimentos y el suelo son

transportados (ver gráfica Nº7), se observa que la SAdA posee una fuerte relación entre la pérdida de suelo (erosión), con el aumento de la pendiente, lo que significa que en dicha subcuenca los procesos de redistribución de suelo se ven afectados por factores naturales, como lo es la geomorfología del terreno.

Por el contrario, en la SCdH, no se observa una relación lineal entre las pendientes de las transectas de estudio y los valores de redistribución de suelo. Esto indica, que en dicha subcuenca los procesos de redistribución de suelo, se explican por procesos distintos a los de la subcuenca del A° del Arbolito. La redistribución del suelo en la SCdH no estaría entonces dominada por factores geomorfológicos, si no, que parece estar influenciada por otro u otros factores. Debido al uso intensivo que esta subcuenca posee, se entiende que los factores antrópicos explicarían su redistribución del suelo.

### Redistribución de suelo

En lo que respecta de la redistribución de suelo se destaca que las SAdA y SCdH muestran un valor de redistribución de suelo promedio de -3,61 y -3,79 (Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>) respectivamente (ver tablas Nº9 y Nº12). A simple vista, esto podría indicar que ambas subcuencas presentan un comportamiento similar de pérdida de suelo. Sin embargo, si se mira en detalle se observan algunas diferencias:

- Las transectas de estudio en la SAdA muestran una pérdida de suelo creciente desde los puntos ubicados en las cotas más altas, hacia los puntos ubicados a cotas medias-bajas (tabla Nº9 y gráfica Nº7).
- En la SCdH, los valores encontrados en las cotas altas y bajas de las transectas muestran una pérdida de suelo, y en cotas medias se observa una pérdida de suelo aún mayor (tabla Nº12 y gráfica Nº5).
- Se observa una diferencia apreciable, no en los valores netos de erosión, pero si en la redistribución del suelo dentro de cada subcuenca. Se reconoce una amplitud mayor de los bigotes en la SCdH, respecto a la subcuenca Arbolito, destacándose principalmente la amplitud de estos en los puntos ubicados a cotas medias.

Por otro lado, como se muestra en la gráfica Nº5 y Nº6, ninguna de las transectas de muestreo supera el valor tolerable de erosión establecida para los suelos presentes en las subcuencas de estudio. Por lo que, ambas subcuencas

poseen una pérdida neta de suelo admisible, que permite actualmente mantener una producción económica.

Los datos obtenidos indican que la mayor redistribución del suelo de las zonas altas a las bajas en la SCdH en comparación con la SAdA, ocurre probablemente debido al movimiento mecánico del suelo debido al uso intensivo del mismo, y que además, la SCdH posee una exportación de suelos mayor en los puntos bajos en comparación con la SAdA, lo que es concordante con los resultados preliminares (no publicados, presentados en el congreso EGU General Assembly 2021) presentados por Tassano *et al.* (2021) realizado en la zona de trabajo, donde se expone mediante la utilización de la técnica *Fingerprinting*, que las tierras de cultivo serían la fuente más importante de sedimentos (hasta un 70%).

## Aplicabilidad de la técnica de <sup>137</sup>Cs y de los modelos de conversión

En lo que respecta a la aplicación de la técnica de <sup>137</sup>Cs, pudo comprobarse la importancia de la elección del programa de muestreo en campo, de manera de obtener datos representativos de toda el área a estudiar. Así como también, la elección del o los sitios de referencia que reflejan el aporte atmosférico y el decaimiento del radionucleido <sup>137</sup>Cs a través del tiempo, para una comparación posterior con los puntos de muestreo del área de estudio.

Respecto a los modelos utilizados en la SAdA, como plantean Walling *et al.* (2003), el modelo de Distribución de Perfil (MDP) puede sobreestimar los resultados, debido a que no tiene en cuenta el comportamiento dependiente del tiempo del fallout de <sup>137</sup>Cs, así como tampoco la redistribución post-depositacional del mismo. Los resultados por este modelo (tabla N°7) superan en un 50% aproximadamente a los del modelo de Difusión y Migración (DMM) (tabla N°8), lo que indica que la sobreestimación propuesta por el autor es certera. Como plantean Walling *et al.* (2007), el DMM representa una mejora respecto al MDP, pero para utilizarlo se requiere del conocimiento de varios parámetros. Además, los resultados obtenidos muestran que DMM sobreestima aproximadamente en un 60% los datos arrojados por MODERN, por lo que puede afirmarse que DMM tampoco es una opción satisfactoria a utilizar. Frente a esto, la aplicación de MODERN en este tipo de terrenos, parecería ser la opción más eficiente para evaluar la redistribución de suelos en terrenos donde no fue aplicada la acción mecánica del arado.

En los modelos de conversión utilizados en la SCdH, donde es aplicada la acción mecánica del arado, el Modelo de Balance de Masas I (MBM I), tiene en cuenta factores que el Modelo Proporcional (MP) no considera, como ser la entrada y la pérdida de <sup>137</sup>Cs en el perfil de suelo, durante el período transcurrido desde el inicio de su depósito hasta la actualidad. Sin embargo, MBM I no considera la eliminación de *fallout* de <sup>137</sup>Cs recién depositado, antes de su incorporación a la capa de arado por cultivo, debido a por ejemplo, un período de lluvia intensa. En concordancia con los propuesto por Walling *et al.* (2007), los resultados obtenidos en este trabajo muestran que dicho modelo sobrestima sustancialmente los resultados de tasa de redistribución de suelo (tabla Nº10), siendo los resultados prácticamente el doble que los obtenidos por los modelos Balance de Masas II, y diez veces más que los de MODERN. Debido a esto, en el presente trabajo no se tuvo en cuenta los datos obtenidos utilizando el MBM I para la evaluación de los resultados.

Asimismo, los resultados del modelo Balance de Masas II (MBM II) también fueron desestimados, ya que, si bien este modelo aportó resultados más certeros que MBM I, se observa una clara sobreestimación de los datos (tabla Nº11). Esto podría deberse a que MBM II asume que la acción mecánica del arado, fue efectuada de forma continua y periódica, y de la misma manera (a la misma profundidad), sobre todo el área de trabajo, desde que el <sup>137</sup>Cs fue depositado (año 1987) hasta la actualidad. Esto no es del todo cierto, ya que, en la SCdH, si bien se realiza un uso del suelo agrícola desde al menos la década de los 80´, se comenzó a implementar la siembra directa desde los 2000, en mayor proporción que el arado convencional. Por otro lado, el MBM II tampoco tiene en consideración la profundidad másica, parámetro que sí contempla MODERN. Frente a esto, debido a que MODERN permite considerar una multiplicidad de escenarios, su aplicación permitiría tener en cuenta todos los factores mencionados, por lo que esta opción parecería ser la más eficiente para implementar también en terrenos que sufrieron la acción mecánica del arado.

Se considera para futuras aplicaciones, la posibilidad de calcular para cada año desde que el <sup>137</sup>Cs fue depositado, el porcentaje de área de la cuenca que sufrió la acción del arado y aplicar distintos modelos de conversión en función de las condiciones variables del terreno, y posteriormente realizar un promedio más certero de la redistribución retrospectiva de suelo en la SCdH.

Por otro lado, es importante destacar la ubicación de todos los puntos de muestreo de las cotas altas de las transectas de estudio en la SAdA (tabla Nº15), los cuales se encuentran sobre suelos muy pedregosos, que a su vez se apoyan sobre basaltos masivos de la Formación Arapey. Considerando lo propuesto por Soto & Navas (2008), en este tipo de suelos el <sup>137</sup>Cs tiende a concentrarse en la fracción del suelo menor a 1 mm, estando la fracción mayor a 1mm principalmente compuesta por fragmentos de basalto. Dicha concentración en la fracción menor a 1 mm, implicaría la obtención de valores de DMA extremadamente altos en las muestras de suelo, si no es evaluada la proporción de suelo de las fracciones menor y mayor a 1 mm. A su vez, esto implicaría una sobreestimación de los valores de DSA. Por tal motivo, en futuras aplicaciones debe tenerse en cuenta el sustrato geológico, como un factor influyente en la elección del modelo de conversión a emplear.

## 7.2 Conclusiones

La técnica del isótopo 137 del Cesio resultó ser una herramienta eficiente para evaluar la redistribución del suelo, ya que permitió cuantificar la pérdida (áreas erosionadas) y ganancia neta (áreas sedimentadas), a través del estudio en dos subcuencas que drenan hacia el embalse hidroeléctrico de Baygorria. Se destaca su fácil implementación respecto a métodos convencionales, como ser el método de estacas, ya que requiere limitadas visitas al campo, a través de un muestreo simple con datos individuales. Además, esta técnica permite evaluar de manera retrospectiva la redistribución del suelo, lo que significa, que los resultados obtenidos, representan el promedio de suelo perdido/ganado desde que el <sup>137</sup>Cs se depositó a través del proceso de *fallout* principalmente en la década de 1960, hasta la actualidad.

Los resultados obtenidos mediante la aplicación de esta técnica mostraron que la SAdA, posee un valor de redistribución de suelo de -3,61 Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>, lo que indica una considerable tasa neta de pérdida de suelo (erosión). La SCdH presenta un valor de redistribución de suelo neta de -3,79 Mg.ha<sup>-1</sup>.año<sup>-1</sup>, lo que indica una tasa de pérdida de suelo neta (erosión) aún más importante en comparación con la SAdA. A partir del mapeo geológico de detalle realizado en ambas subcuencas de estudio, puede concluirse que, en este caso, el sustrato geológico no se encuentra dentro de los principales factores influyentes de la redistribución de suelo.

La SAdA muestra una relación lineal del aumento de la pendiente del terreno con los procesos de pérdida de suelo, lo que indica que la redistribución de suelo se encuentra influenciada por factores naturales, específicamente la geomorfología del terreno. La SCdH no muestra una relación entre los dos factores mencionados, lo que indica que la redistribución del mismo se explica por procesos distintos a la SAdA. Por esto, se concluye que en esta subcuenca la redistribución de suelo no estaría dominada por factores geomorfológicos, si no que parece estar explicada por factores dominantemente antrópicos, que se asocian principalmente al uso agrícola intensivo del suelo.

En los que respecta a los modelos de conversión utilizados, a partir de la aplicación de la técnica del <sup>137</sup>Cs pudo evaluarse, además, la aplicabilidad de cinco

modelos matemáticos de conversión. A partir de esto se concluye que MODERN es la opción más satisfactoria para convertir datos de concentración de <sup>137</sup>Cs a tasas de suelo perdidas o ganadas por hectárea por año, ya que el mismo puede ser aplicado en una multiplicidad de escenarios. Los modelos de Distribución del Perfil y de Difusión y Migración, demostraron no ser opciones satisfactorias a utilizar en suelos que no han sufrido la acción mecánica del arado. Para suelos que sí sufrieron la acción mecánica del arado, los modelos de Balance de Masas I y II demostraron también, no ser una herramienta eficaz para la conversión de los datos de concentración de <sup>137</sup>Cs en este tipo de suelos, ya que sobreestiman los datos en un gran porcentaje.

# Capítulo VIII - Perspectivas

A partir del trabajo realizado, se plantean las siguientes perspectivas que permitirían darle una continuidad al mismo:

- Realizar un estudio detallado de la geomorfología del terreno que implique el reconocimiento y caracterización de figuras que indiquen erosión y depositación de sedimentos. Realizar junto a esto, un mapa geomorfológico identificando procesos de redistribución de suelo, con el objetivo de apoyar la conclusión de que en la SAdA influyen factores naturales y que, en la SCdH, además de factores naturales, también influyen factores antrópicos.
- 2) Comparar los datos de redistribución de suelo, con la entrada de sedimentos al embalse de Baygorria, a partir del análisis de *core* de sedimentos, a través de la implementación de técnicas nucleares, fluorescencia de rayos X y análisis de ADN, en colaboración con el Dr. Olivier Evrard del Laboratorio del Clima y Ciencias Ambientales (LSCE) de Francia . Lo cual permitiría obtener resultados con una visión más amplia tanto a nivel espacial como temporal, de los sedimentos en las cuencas del Río Negro.

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo, se plantea la siguiente pregunta de investigación:

¿Existen además de los factores antrópicos, factores edafológicos que influyen en la generación diferencial de suelo entre las distintas cuencas y que se relacionan con la redistribución de suelo?

# Bibliografía

Almeida, F (1972). Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization. In *24th International Geological Congress* (Vol. 3, pp. 339-346).

Almeida, F., Hasui, Y. & de Brito Neves, B. (1976). The upper precambrian of South America. Boletim IG, 7, 45-80.

Almeida, F. (1983). Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(3), 139-158.

Alvarez, W. & De Souza-Rocha, R. (2010). *Ficha Temática 5. Material complementario Geografía*. Serie Nuevamente. Ed. Santillana, pp. 3-4.

Alonso, J., Audicio, P., Martínez, L., Scavone, M., Rezzano, E. (2012). Comparison of measured 137Cs data and usle/rusle simulated long-term erosion rates. Agrociencia Uruguay, Special Issue. 16 (3):261-267.

Arata, L., Meusburger, K., Frenkel, E., A'Campo-Neuen, A., Iurian, A.-R., Ketterer, M. E., Mabit, L., & Alewell, C. (2016). Modelling Deposition and Erosion rates with RadioNuclides (MODERN) – Part 1: A new conversion model to derive soil redistribution rates from inventories of fallout radionuclides. *Journal of Environmental Radioactivity*, *162-163*, 45-55. https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2016.05.008.

Barrera, M.; Romero, M. & Valiño, F. (2008). Puesta a Punto de un Sistema de Espectrometría Gamma para la Determinación de Cs-137 en Suelos Españoles. Informe Técnico. Departamento de Medio Ambiente. CIEMAT.

Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Piccirillo, E. M., Nardy, A. J. R., & Roisenberg, A. (1984). High-and low-TiO2 flood basalts

from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 150*, 273-306.

Bernard, C., Mabit, L. & MR, L. (1998). Long-term soil redistribution in a small french watershed as estimated from 137Cs data. *Journal of Environmental Quality*, 27, 1178-1183.

Bidegain, M., Piaggio, J., Baethgen, W. & GarcíaPréchac, F. (2017). Actualización del factor erosividad de la lluvia en Uruguay. Agrociencia Uruguay, 21(2), 91-99.

Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay* (Colección Ciencias, 2). Universidad de la República, Departamento de Publicaciones, 1-164.

Bossi, J., & Caggiano, W. (1974). Contribución a la geología de los yacimientos de amatista del Departamento de Artigas (Uruguay). In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 28, No. 1974, pp. 301-318).

Bossi, J., Ferrando, L., Fernandez, A., Elizalde, G., Morales, H., Ledesma, J., ... & Montaña, J. (1975). Carta geológica del Uruguay, a escala 1:1.000.000. Montevideo, Uruguay.

Bossi, J., & Navarro, R. (1991). *Geología del Uruguay* (vol. 1). Universidad de la República, Montevideo.

Bossi, J., & Campal, N. (1992). Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. En *Paleozoico Inferior de Iberoamérica*, 343-356.

Bossi, J., Preciozzi, F., & Campal, N. (1993). Predevoniano del Uruguay Parte I: Terreno Piedra Alta. DINAMIGE, Montevideo, 37.
Bossi, J., Campal, N., Ferrando, L., Gancio, F., Montaña, J., Morales, H., ... & Sprechmann, P. (1998a). Carta geológica del Uruguay: a escala 1/500.000 (No. 55 (899) CAR).

Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J. (1998b). Carta Geológica del Uruguay a la escala 1: 500.000. Universidad de la República, Facultad de Agronomía.

Bossi, J., & Schipilov, A. (1998c). *Rocas ígneas básicas del Uruguay* (Vol. I). Montevideo, Uruguay. Facultad de Agronomía.

Bossi, J., Pineyro, D., & Cingolani, C. (2005). El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de la faja milonítica sinistral de Colonia. In *Actas XVI Congreso Geológico Argentino* (Vol. 1, pp. 173-180).

Bossi, J., & Schipilov, A. (2007a). Aplicaciones Agronómicas. En *Rocas ígneas básicas del Uruguay* (3 ed). Montevideo, Uruguay. Universidad de la República, Facultad de Agronomía

Bossi, J., & Schipilov, A. (2007b). Grupo Arapey. En *Rocas ígneas básicas del Uruguay (3 ed)*. Montevideo, Uruguay. Universidad de la República, Facultad de Agronomía.

Bossi, J. & Gaucher, C. (2014). Estratigrafía del Predevónico del Uruguay. En: *Geología del Uruguay – Tomo 1: Predevónico*. Montevideo, Uruguay, pp. 19-42.

Brady, N. & Weil, R. (2016). *The nature and properties of soils*. Columbus, Estados Unidos.

Burkart, W. (2002). En F. Zapata (Ed.), *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides*. New York, Boston: Kluwer Academic Publishers.

Calzada, V. & Cerecetto, H. (s. f.). UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA. COMISIÓN SECTORIAL DE ENSEÑANZA. 118.

Cambray, R. S., Lewis, G. N. J., & Playford, K. (1983). *Radioactive Fallout in Air and Rain: Results to the End of 1982*. London: AEA Technology.

Campal, N. & Schipilov, A. (1999). The eastern edge of the Rio de la Plata Craton: a history of tangential collisions. In *Basement Tectonics 13* (pp. 33-48). Springer, Dordrecht.

Chaboche, P., Saby, N., Laceby, J., Minella, J., Tiecher, T., Ramon, R., Tassano, M., Cabral, P., Cabrera, M., Jacques, Y., Da Silva, B., Lefevrea, I. & Evrard, O. (2021). Mapping the spatial distribution of global <sup>137</sup>Cs fallout in soils of South America as a baseline for Earth Science studies. Earth-Science Reviews, 103542.

Chang, R. (2010). *Química* (Décima edición). México. The mcGraw-Hill companies.

CONEAT. (1979). Grupos de Suelos. Índices de Productividad. Comisión Nacional de Estudios Agroeconómicos de la Tierra. Ministerio de Agricultura y Pesca. Montevideo, Uruguay, 167 p.

Cordani, U. (1984). Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (Atualização). 15.

de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. (2004). La tectosecuencia volcanosedimentaria de la cuenca norte de Uruguay: edad Jurásico-Cretácico Temprano. En *Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, Paleontología y Recursos Naturales: Mesozoico* (2 ed., p. 53-76). Montevideo, Uruguay: DIRAC.

De Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V. (2006). Cuenca Norte: evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. En *Cuencas* 

Sedimentarias de Uruguay, Geología, Paleontología y Recursos Naturales: Paleozoico (3 ed., p. 37-106). Montevideo, Uruguay: DIRAC.

Dirección Nacional de Meteorología. (2019). Instituto Nacional de Meteorología (INUMET). (https://www.inumet.gub.uy/index.php/clima/estadisticasclimatologicas/caracteristicas-climaticas).

FAO. (1967). La Erosión del Suelo por el Agua: Algunas medidas para combatirlas en las tierras de cultivo. Colección FAO: Fomento de Tierras y Aguas N° 7. FAO, Roma.

FAO. (2015). Atlas de Cobertura del Suelo del Uruguay. ISBN 978-92-5-308711-2.

Fragoso-Cesar, A. (1980). O Cráton do rio de La Plata eo Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In *Congresso Brasileiro de Geologia* (Vol. 31, No. 1980, pp. 2879-2882). Anais, Camboriú.

França, A., Milani, E., Schneider, R. & Ferreiro, O. (s. f.). Phanerozoic Correlation in Southern South America. 34.

França A, Milani E, Schneider R. (1995). Phanerozoic correlation in Southern South America, Petroleum basins of South America. AAPG Memoir, Tulsa, 62, 129-161

Fulajtar, E., Mabit, L., Renschler, C. & Lee, Z. (2017). *Use of 137Cs for soil erosion assessment.* Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).

Fulfaro, V., Saad, A., Santos, M., & Vianna, R. (1982). Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 12(4), 590-611.

Garcia Agudo, E. (1998). Global distribution of 137Cs inputs for soil erosion and

sedimentationstudies.Recuperadodehttp://inis.iaea.org/Search/search.aspx?orig\_g=RN:29049356

García Préchac, F. & Durán, A. (1998). Propuesta de estimación del impacto de la erosión sobre la productividad del suelo en Uruguay. Agrociencia - Sitio en Reparación, 2(1), 26-36-36. https://doi.org/10.2477/vol2iss1pp26-36

García-Rodríguez, F. (2011). El Holoceno en la zona costera de Uruguay (No. 504.4: 551.794 HOL).

Goso, C. & Perea, D. (2004). El Cretácico post-basáltico y el Terciario Inferior de la Cuenca Litoral del río Uruguay: geología y paleontología. En *Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, Paleontología y Recursos Naturales: Mesozoico* (2 ed., p. 173-192). Montevideo, Uruguay: DIRAC.

Goso, H. (1965). El Cenozoico en el Uruguay. Montevideo, Uruguay. Instituto Geológico de Uruguay, Informe interno.

Groeber, P. (1932). Informe sobre la condiciones geológicas de un dique de embalse en Rincón del Bonete y de la cuenca abarcada por el lago. Impr. Nacional.

Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data. (2019, febrero 28). IAEA. Recuperado de: <u>https://www.iaea.org/publications/6746/guidelines-for-radioelement-mapping-using-gamma-ray-spectrometry-data</u>

Gutiérrez Elorza, M. (2008). Geomorfología (No. 551.4 GUT).

Hartmann, L., Campal, N., Santos, J., McNaughton, N., Bossi, J., Schipilov, A.& Lafon, J. (2001). Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay—

SHRIMP U–Pb zircon reconnaissance geochronology. Journal of South American Earth Sciences, 14(6), 557-570.

Hill, M. (2007). Incorporación del efecto del contenido de agua en el suelo en *el modelo USLE/RUSLE para estimar erosión en Uruguay* (Tesis de maestría). Universidad de la República, Montevideo, Uruguay.

Hill, M., García Préchac, F., Terra, J., Sawchik, J., & Clérici, C. (2013).Avances en políticas de manejo y conservación de suelos en Uruguay. IAH.12: 2-6. Consultado oct. 2015.

Horton, R. (1945). Drainage basins; hydrophysical approach to erosional development of streams and their quantitative morphology. Geological Society of America Bulletin Vol. 56, pp. 275-370.

Hudson, N. (1982). Conservación del suelo. Reverte.

Instituto Nacional de Estadística (INE). (2011). Censo Nacional de Población y Vivienda del Uruguay. Sitio web: <u>http://www.ine.gub.uy/censos-2011</u>

International Commission on Radiation Units and Measurements (ICRU). (1994). Recuperado 5 de octubre de 2020, de <u>https://icru.org/home/reports/gamma-ray-spectrometry-in-the-environment-report-53</u>

Kerr, P. (1972). *Mineralogía óptica*. Ediciones del Castillo.

Kirstein, L., Peate, D., Hawkesworth, C., Turner, S., Harris, C. & Mantovani, M. (2000). Early Cretaceous Basaltic and Rhyolitic Magmatism in Southern Uruguay Associated with the Opening of the South Atlantic. Journal of Petrology, 41(9), 1413-1438. <u>https://doi.org/10.1093/petrology/41.9.1413</u>

Köppen, W., & Geiger, R. (1930). Handbuch der klimatologie (Vol. 1). En *Clima del Uruguay*. Real Academia Uruguaya. Recuperado de <u>https://www.rau.edu.uy/uruguay/geografia/Uy\_c-info.htm</u>

Lambert, R. (1940). Memoria explicativa de un mapa geológico de reconocimiento del departamento de Rio Negro.

Lizaga, I., Latorre, B., Gaspar, L. (2020). FingerPro: an R Package for Tracking the Provenance of Sediment. Water Resour Manage 34, 3879–3894. Recuperado de: <u>https://doi.org/10.1007/s11269-020-02650-0</u>.

Marsh, J. S., Erlank, A. J., & Duncan, A. R. (s. f.). Report: Preliminary geochemical data for dolerite dykes and sills of the southern part of the Etendeka Igneous Province. 4.

Marsh, J. S., Ewart, A., Milner, S. C., Duncan, A. R., & Miller, R. McG. (2001). The Etendeka Igneous Province: Magma types and their stratigraphic distribution with implications for the evolution of the Paraná-Etendeka flood basalt province. Bulletin of Volcanology, 62(6-7), 464-486. <u>https://doi.org/10.1007/s004450000115</u>

Martinez de la Vallina, J. (2013). *Guía metodológica para la elaboración de estudios de impacto ambiental de obras hidráulicas.* Valencia, España. Generalitat Valenciana.

Masquelín, H. (2006). El escudo uruguayo. En *Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, Paleontología y Recursos Naturales: Paleozoico* (3 ed., p. 37-106). Montevideo, Uruguay: DIRAC.

MGAP. (2002). Carta de reconocimiento de suelos departamento de Río Negro. Recuperado de: https://descargas.mgap.gub.uy/DGRN/Comunicaciones/carta\_suelos\_rio\_neg ro.pdf Milner, S., Le Roex, A. P., & O'Connor, J. (1995). Age of Mesozoic igneous rocks in northwestern Namibia, and their relationship to continental breakup. Journal of the Geological Society, 152(1), 97-104. https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.1.0097

Muzio, R. (2004). El magmatismo mesozoico en Uruguay y sus recursos minerales. En *Cuencas Sedimentarias del Uruguay, Geología, Paleontología y Recursos Naturales: Mesozoico* (2 ed., p. 77-102). Montevideo, Uruguay: DIRAC.

Navas, A. (2002). Erosion features in mediterranean landscapes assessed by fallout 137Cs. *Nucleous* (32), 31-37.

Navas, A., Gaspar, L., López-Vicente, M. & Machín, J. (2011). Spatial distribution of natural and artificial radionuclides at the catchment scale (South Central Pyrenees). *Radiation Measurements* (46), 261-269.

Navas, A. (2019). Radionucleidos FRNs: Aplicaciones para evaluar la redistribución de suelo. En IAEA TC RLA5076. Llevado a cabo en Valdivia, Chile.

Ongley, E. (1997). Lucha contra la contaminación agrícola de los recursos hídricos (Estudio FAO Riego y Drenaje-55). *GEMS/Water Collaborating Center Canada Center for Inland Waters*, 21-37.

Panario, D. & Gutiérrez, M. (1988). Geomorfología: propuesta de un marco estructural y un esquema de evolución del modelado del relieve uruguayo. Universidad de la República, Facultad de Humanidades y Ciencias, Departamento de Geografía.

Peate, D. W. (1997). The Paraná-Etendeka Province. En J. J. Mahoney & M.
F. Coffin (Eds.), Geophysical Monograph Series (pp. 217-245). American Geophysical Union. <u>https://doi.org/10.1029/GM100p0217</u>

Piccirillo, E., Melfi, A., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., Ernesto, M., Marques, L. S., Nardy, A., Pacca, I., Roisenberg, A. & Stolfa, D. (1988). Continental flood volcanism from the Paraná Basin (Brazil). In *Continental Flood Basalts* (pp. 195-238). Springer, Dordrecht.

Piccirillo, E., Bellieni, G., Cavazzinic, G., Comin-Chiaramonti, P., Petrini, R., Melfi, A. J., ... & De Min, A. (1990). Lower Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil) Petrology, Sr-Nd isotopes and genetic relationships with the Paraná flood volcanics. 30.

Porto, P., Walling, D., La Spada, C. & Callegari, G. (2016). Validating the use of 137Cs measurements to derive the slope component of the sediment budget of a small rangeland catchment in southern Italy. *Land Degrad Develop* (27), 798-810.

Preciozzi, F., Spoturno, J., & Heinzen, W. (1979). Carta geo-estructural del Uruguay, escala 1: 2.000. 000. Instituto Geológico Ing. Terra Arocena, Montevideo, 62.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. (1985). Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1: 500.000. Ministerio de Industria y Energía, DINAMIGE, Montevideo, Uruguay.

Renard, K. G. (1995). Predicting Soil Erosion by Water; A Guide to Coservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Agriculture Handbook, 703, 367.

Renne, P., Ernesto, M., Pacca, I., Coe, R., Glen, J., Prévot, M. & Perrin, M. (1992). The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. Science, 258(5084), 975-979.

Sato, K., Fujimoto, K., Dai, W., & Hunger, M. (2013). Molecular Mechanism of Heavily Adhesive Cs: Why Radioactive Cs is not Decontaminated from Soil.

*The Journal of Physical Chemistry C*, *117*(27), 14075-14080. https://doi.org/10.1021/jp403899w

Schuller, P., Ellies, A., Castillo, A., & Salazar, I. (2003). Use of 137Cs to estimate tillage- and water-induced soil redistribution rates on agricultural land under different use and management in central-south Chile. *Soil and Tillage Research*, *69*(1-2), 69-83. https://doi.org/10.1016/S0167-1987(02)00129-0

Self, S., Thordarson, T., & Keszthelyi, L. (2013). Emplacement of Continental Flood Basalt Lava Flows. En J. J. Mahoney & M. F. Coffin (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (pp. 381-410). American Geophysical Union. https://doi.org/10.1029/GM100p0381

Serra, N. (1945). Memoria explicativa del mapa geológico del departamento de Soriano. Boletín.

Soto, J., & Navas, A. (2008). *A simple model of Cs-137 profile to estimate soil redistribution in cultivated stony soils*. Radiation measurements, 43(7), 1285-1293.

Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L., & Mantovani, M.(1996). 3-D, 40Ar 39Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. Earth and Planetary Science Letters, 143(1-4), 95-109.

Strand, P., Nikitin, A., Rudjord, A. L., Salbu, B., Christensen, G., Føyn, L., Kryshev, I. I., Chumichev, V. B., Dahlgaard, H., & Holm, E. (1994). Survey of artificial radionuclides in the Barents Sea and the Kara Sea. *Journal of Environmental Radioactivity*, *25*(1-2), 99-112. https://doi.org/10.1016/0265-931X(94)90010-8

Tamura, T. (1964). Selective sorption reaction of caesium with mineral soils. Nucl. Safety, Vol: 5: No. 3. Recuperado de https://www.osti.gov/biblio/4618020-selective-sorption-reactions-cesium-soilminerals Tassano, M., Montañez, A., Nuñez, L., Trasante, T., González, J., Irigoyen, J., Cabral, P. & Cabrera, M. (2020). Spatial cross-correlation between physicochemical and microbiological variables at superficial soil with different levels of degradation. *CATENA*, 105000. ISSN 0341-8162, https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.105000.

Tassano, M., Sanabria, R., Gonzalez, J., Cabral, P., Tejeda, S., Melgar, E., Zarazua, G. & Cabrera, M. (2021). Evaluation of soil erosion and sediment sources in two contrasting sub-basins, using fingerprinting and 137Cs techniques in Uruguay. Resultados preliminares presentados en resumen del congreso EGU General Assembly 2021.

Tofalo, O., Pazos, P. & Sánchez Bettucci, L. (2011). Estudio composicional de sedimentitas silicoclasticas y paleosuelos de la formación Mercedes (Cretácico Superior), Uruguay. *Asociación Geológica Argentina*, volumen 4 (68), 615-626.

Turner, S., Peate, D., Hawkesworth, C. & Mantovani, M. (1999). Chemical stratigraphy of the Paraná basalt succession in western Uruguay: Further evidence for the diachronous nature of the Paraná magma types. *Journal of Geodynamics*, 11.

Umpierre, M. (1965). Geocronología de las lavas mesozoicas del Uruguay. En *Geología del Uruguay*. Montevideo, Uruguay.

United Nations (Ed.). (2000). Sources and effects of ionizing radiation: United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation: UNSCEAR 2000 report to the General Assembly, with scientific annexes. United Nations.

UNSCEAR report (1982). Recuperado 31 de marzo de 2020, de https://www.unscear.org/unscear/en/publications/1982.html

Waichel, B., De Lima, E. & Sommer, C. (2006). Tipos de derrame e

reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral: terminologia e aspectos de campo. *Pesquisas em Geociências*, 33(2), 123-133.

Waichel, B., Tratz, E., Pietrobelli, G., Jerram, D. A., Calixto, G., Bacha, R., Tomazzolli, E. & da Silva, W. (2013). Lava tubes from the Paraná-Etendeka Continental Flood Basalt Province: Morphology and importance to emplacement models. Journal of South American Earth Sciences, 48, 255-261.

Walling, D. E. & He, Q. (1999). *Improved Models for Estimating Soil Erosion Rates from Cesium-137 Measurements* (Vol. 28, No. 2, pp. 611-622). American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, and Soil Science Society of America..

Walling, D., He, Q. & Appleby, P. (2002). Conversion Models For Use In Soil-Erosion, Soil-Redistribution and Sedimentation Investigations. En F. Zapata (Ed.), *Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides* (pp. 111-164). New York, Boston: Kluwer Academic Publishers.

Walling, D., Zhang, Y. & He, Q. (2007). Models for converting measurements of environmental radionuclide inventories (<sup>137</sup>Cs, Excess <sup>210</sup>Pb, and <sup>7</sup>Be) to estimates of soil erosion and deposition rates (including software for model implementation). Department of Geography, University of Exeter, UK.

Walling, D.E., Zhang, Y., He, Q. (2011). Models for deriving estimates of erosion and deposition rates from fallout radionuclide (caesium-137, excess lead-210, and beryllium-7) measurements and the development of user-friendly software for model implementation. *Impact of Soil Conservation Measures on Erosion Control and Soil Quality*. International Atomic Energy Agency Publication. IAEATECDOC- 1665.

Walling, D.E., Zhang, Y., He, Q. (2014). Conversion models and related software. Guidelines for Using Fallout Radionuclides to Assess Erosion and Effectiveness of Soil Conservation Strategies. International Atomic Energy Agency Publication, (pp. 125e148). IAEA-TECDOC-1741.

Walther, K. (1927). Contribución al conocimiento de las rocas "basálticas" de la formación de Gondwana en la América du Sud.

Xinbao, Z., Higgitt, D. & Walling, D. (1990). A preliminary assessment of the potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China. *Hydrological Sciences Journal*, *35*(3), 243-252. https://doi.org/10.1080/02626669009492427

Zapata, F. (Ed.). (2002). Handbook for the Assessment of Soil Erosion and Sedimentation Using Environmental Radionuclides. Kluwer Academic Publishers. https://doi.org/10.1007/0-306-48054-9

## Anexo I - Tabla con puntos de control geológico relevados:

 Tabla 17: Puntos de relevo geológico en el área de trabajo y zonas aledañas. Se detallan las coordenadas UTM, el litotipo encontrado en cada punto junto a su descripción geológica y, en el caso que corresponda, la colada basáltica a la que pertenezca.

Punto de control	Coordenada UTM (zona 21 H)		Litología	Descripción	Colada
1	508188.67 m E	6375108.3 4 m S	Basalto lajoso	Afloramiento en asomo de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas. Sobre estas litologías se observa un nivel edáfico de unos 15 cm, de color muy oscuro.	Colada 3
2	508200.50 m E	6374372.1 9 m S	Basalto lajoso	Afloramiento en asomo de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3

3	508103.86 m E	6374845.6 3 m S	Basalto lajoso	Afloramiento en asomo de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
4	508152.95 m E	6374722.8 6 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
5	507945.43 m E	6374677.6 4 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
6	508218.84 m E	6374548.9 0 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
7	507570.55 m E	6373743.4 8 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
8	506869.50 m E	6375332.7 7 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
9	506922.43 m E	6375306.3 7 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
10	506999.61 m E	6375302.6 6 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
11	507096.20 m E	6375335.6 7 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
12	507124.69 m E	6375354.6 5 m S	Basalto Iajoso	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
13	512526.72 m E	6369046.5 5 m S	Basalto masivo	Afloramiento en asomo de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color rosado alargados según un eje, y minerales de color rojizo que parecen producto de alteración. Además, la roca presenta vacuolas esféricas con un tamaño máximo de 1,5 mm y una abundancia de 2%.	Colada 3
14	512597.31 m E	6369342.1 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en bochas pequeñas, podría tratarse de un depósito de ladera o un afloramiento meteorizado in situ. Se observan rocas frescas, porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético,	Colada 3

				inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color rosado alargados según un eje, y minerales de color rojizo que parecen producto de alteración. Además, la roca presenta vacuolas esféricas con un tamaño máximo de 1,5 mm y una abundancia de 2%. En términos generales se reconoce una variación de la roca a más grisáceo.	
15	512927.00 m E	6374524.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica.	Colada 1
16	512762.97 m E	6374404.7 3 m S	Basalto vacuolar (base) y lajoso (tope)	Afloramiento en ladera de meseta, de unos 5m de altura, que presenta pequeños escarpes erosivos. Se observa en la base una roca muy alterada, frágil, con amígdalas de tamaño variable, pero de no más de 4 mm de tamaño, que se encuentran inmersas en una matriz afanítica. El relleno de las amígdalas parece ceolita. Sobre esta, afloran rocas basálticas tenaces, frescas, de estructura lajosa, color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 1 y 2
17	512449.60 m E	6374496.0 3 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
18	518747.39 m E	6378038.7 3 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en desmonte de camino, de roca basáltica muy alterada de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observa en la roca minerales de color verde y brillo vítreo.	Colada 3
19	517922.21 m E	6378290.6 8 m S	Basalto masivo	Afloramiento en asomo de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
20	518020.45 m E	6378210.9 1 m S	Basalto vacuolar	En la base de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
21	515747.91 m E	6377358.0 8 m S	Basalto masivo	En el hombro de meseta aflora en forma de bochas una roca basáltica de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa de 1-2 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
22	519697.29 m E	6375975.6 3 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en desmonte de camino, de roca basáltica muy alterada de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observa en la roca minerales de color verde y brillo vítreo.	Colada 2
23	517132.88 m E	6373719.3 6 m S	Basalto masivo	Afloramiento en planicie, cercano al Aº Rolón, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
24	514741.52 m E	6377863.2 4 m S	Basalto masivo	Afloramiento en los márgenes del Aº Rolón, en escarpe erosivo. Se observan rocas basálticas muy tenaces, sin alteración, de textura masiva, color gris-rojizo, afanítica.	Colada 2
25	515824.14 m E	6377281.2 5 m S	Basalto masivo	En el hombro de meseta aflora en forma de bochas una roca basáltica de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa de 1-2 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
26	517840.68 m E	6378415.5 9 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
27	515533.32 m E	6377209.5 4 m S	Basalto masivo	Afloramiento en bochas pequeñas, aflorando en el hombro de meseta. Se observan rocas frescas, porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color rosado alargados según un eje, y minerales de	Colada 3

r		1	1		-
				color rojizo que parecen producto de alteración. Además, la roca presenta vacuolas esféricas con un tamaño máximo de 1,5 mm y una abundancia de 2%. En términos generales se reconoce una variación del color de la roca a más grisáceo.	
28	514814.07 m E	6376882.0 6 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
29	514808.00 m E	6376773.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
30	515277.20 m E	6376493.3 6 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
31	514784.69 m E	6377914.1 7 m S	Basalto masivo	Afloramiento en planicie, cercano al Aº Rolón de rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica.	Colada 1
32	518922.78 m E	6377247.5 5 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
33	516851.23 m E	6377724.6 4 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
34	515122.23 m E	6376845.0 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
35	516836.00 m E	6377857.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
36	515421.33 m E	6374598.6 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en planicie, cercano al Aº Rolón de rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica.	Colada 1
37	515358.06 m E	6377292.5 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
38	515618.08 m E	6376420.7 8 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
39	516934.39 m E	6377591.4 7 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
40	515298.35 m E	6376840.3 1 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
41	518346.73 m E	6376303.0 3 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica.	Colada 2

				Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	
42	518552.95 m E	6377224.4 9 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
43	518480.62 m E	6376738.4 9 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
44	515695.28 m E	6376911.1 8 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
45	515421.31 m E	6376695.6 6 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
46	518397.23 m E	6375468.2 7 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
47	518750.53 m E	6375583.4 8 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
48	517454.36 m E	6374916.2 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
49	516895.00 m E	6375428.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
50	518566.47 m E	6377012.7 2 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
51	518865.78 m E	6375811.9 3 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con textura masiva, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
52	508243.16 m E	6375686.8 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
53	508955.00 m E	6376482.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3

54	508328.77 m E	6376836.3 2 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
55	507642.27 m E	6376892.5 9 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
56	508188.91 m E	6377039.9 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
57	509309.00 m E	6376325.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica.	Colada 1
58	507614.00 m E	6376234.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
59	507257.00 m E	6376794.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
60	507201.00 m E	6376403.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
61	506736.00 m E	6376507.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
62	507157.00 m E	6376069.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
63	507906.00 m E	6375885.0 0 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
64	508180.30 m E	6373723.3 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en zona erosionada por red de drenaje de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas	Colada 3
65	508366.73 m E	6373903.2 4 m S	Basalto masivo	En el hombro de una lomada aflora en forma de bochas una roca basáltica de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa de 1-2 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
66	508310.72 m E	6374121.4 5 m S	Basalto masivo	En el hombro de una lomada aflora en forma de bochas una roca basáltica de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa de 1-2 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas	Colada 3

				menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	
67	508935.45 m E	6374697.9 8 m S	Basalto masivo	En el hombro de una lomada, al borde de un quiebre de pendiente, aflora una roca basáltica alterada, tenaz, de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa alterados de 2-3 mm de tamaño, alargados según un eje y bordes difusos, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
68	508538.24 m E	6374713.3 1 m S	Basalto masivo	En el hombro de una lomada, al borde de un quiebre de pendiente, aflora una roca basáltica alterada, tenaz, de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa alterados de 2-3 mm de tamaño, alargados según un eje y bordes difusos, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
69	508349.41 m E	6374872.7 1 m S	Basalto masivo	Sobre la base de una ladera cóncava, aflora una roca basáltica alterada, tenaz, de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa alterados de 2-3 mm de tamaño, alargados según un eje y bordes difusos, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
70	508303.82 m E	6374887.5 6 m S	Basalto masivo	En la base de un surco de erosión aflora una roca basáltica alterada, tenaz, de textura masiva, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa alterados de 2-3 mm de tamaño, alargados según un eje y bordes difusos, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
71	506750.31 m E	6375100.0 2 m S	Basalto masivo	En el hombro de una lomada, al borde de un quiebre de pendiente, aflora una roca basáltica alterada, tenaz, de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa alterados de 2-3 mm de tamaño, alargados según un eje y bordes difusos, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
72	506815.15 m E	6375125.0 7 m S	Basalto masivo	En el hombro de una lomada, al borde de un quiebre de pendiente, aflora una roca basáltica alterada, tenaz, de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa alterados de 2-3 mm de tamaño, alargados según un eje y bordes difusos, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Colada 3
73	511950.47 m E	6376224.6 8 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
74	512346.50 m E	6375881.6 7 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
75	511661.73 m E	6376401.9 8 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
76	511198.78 m E	6376596.3 6 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
77	510700.80 m E	6376815.5 4 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	Colada 3
78	510032.21 m E	6376885.6 8 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta de rocas frescas con baja alteración. Se observa una roca con estructura lajosa, muy tenaz, de color gris-marrón, porfirítica, con fenocristales de plagioclasa de tamaño máximo 2 mm y un maclado polisintético, inmersos en una matriz afanítica donde se reconocen minerales de color verde	Colada 3

				de tamaño muy pequeño. La roca no presenta vacuolas.	
79	511507.99 m E	6375024.8 4 m S	Basalto masivo	Afloramiento en hombro de meseta donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
80	510549.15 m E	6375079.1 9 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
81	511067.06 m E	6375100.7 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
82	514024.33 m E	6373711.9 4 m S	Basalto masivo	Afloramiento en tope de meseta donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
83	516402.67 m E	6377287.5 1 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
84	516548.97 m E	6377379.2 8 m S	Basalto masivo	Afloramiento en pie de meseta, en la base de una ladera cóncava, donde afloran rocas basálticas, de color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 2
85	512457.11 m E	6370259.9 7 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
86	512975.00 m E	6374411.0 0 m S	Basalto vacuolar (base) y lajoso (tope)	Afloramiento en ladera de meseta, de unos 5m de altura, que presenta pequeños escarpes erosivos. Se observa en la base una roca muy alterada, frágil, con amígdalas de tamaño variable, pero de no más de 4 mm de tamaño, que se encuentran inmersas en una matriz afanítica. El relleno de las amígdalas parece ceolita. Sobre esta, afloran rocas basálticas tenaces, frescas, de estructura lajosa, color gris oscuro, textura masiva, con fenocristales de plagioclasa de no más de 2,5 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Se observa en un porcentaje bajo vacuolas esféricas de 1 mm.	Colada 1 y 2
87	518932.19 m E	6378006.2 3 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en desmonte de camino, de roca basáltica muy alterada de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observa en la roca minerales de color verde y brillo vítreo.	Colada 3
88	518887.00 m E	6377390.0 0 m S	Basalto vacuolar (base) y masivo (tope)	En la base de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita. En el hombro de la ladera aflora en forma de bochas una roca basáltica de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa de 1-2 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Contact o colada 2 y 3
89	517831.33 m E	6378326.2 7 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
90	515999.71 m E	6377226.0 9 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
91	515860.91 m E	6377135.2 3 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales	Colada 2

-	r				
				rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	
92	515811.24 m E	6377054.3 5 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
93	515917.44 m E	6377347.7 0 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
94	518428.53 m E	6377033.9 6 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
95	518374.11 m E	6376800.3 8 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
96	515787.46 m E	6376768.1 8 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
97	515491.14 m E	6376604.3 4 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
98	518589.96 m E	6375653.2 5 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
99	516750.05 m E	6376424.2 5 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en base de lomada, cercana a la Cañada del Horno, donde se observa una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 mm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 1
100	517005.80 m E	6376806.1 6 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en base de lomada, cercana a la Cañada del Horno, donde se observa una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 mm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 1
101	516152.56 m E	6376375.5 6 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en base de lomada, cercana a la Cañada del Horno, donde se observa una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 mm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 1
102	516170.21 m E	6375939.2 6 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en base de lomada, cercana a la Cañada del Horno, donde se observa una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 mm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 1
103	515543.49 m E	6375480.9 1 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en base de lomada, cercana a la Cañada del Horno, donde se observa una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 mm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 1
104	517105.63 m E	6375945.0 5 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en base de lomada, cercana a la Cañada del Horno, donde se observa una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 mm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 1
105	518635.52 m E	6377376.9 4 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
106	518428.26 m E	6377320.9 2 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2

107	518351.70 m E	6376617.0 9 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
108	518312.57 m E	6375343.2 3 m S	Basalto vacuolar	En la parte media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
109	509214.18 m E	6376908.7 0 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
110	508166.00 m E	6376769.0 0 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
111	507769.58 m E	6376858.8 0 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
112	508075.10 m E	6376929.1 5 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
113	510253.00 m E	6375784.0 0 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en pie de meseta, donde se observa una roca basáltica alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 mm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 1
114	508775.34 m E	6374498.8 7 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en parte media-baja de ladera de meseta, de roca basáltica muy alterada de color marrón rojizo, con amígdalas de forma y tamaño variable (hasta 3 mm), rellenas de calcita. Se observa en la roca minerales de color verde y brillo vítreo. El afloramiento se encuentra cubierto por un nivel edáfico centimétrico.	Colada 3
115	509110.65 m E	6374949.4 9 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en parte media-baja de ladera de meseta, de roca basáltica muy alterada de color marrón rojizo, con amígdalas de forma y tamaño variable (hasta 3 mm), rellenas de calcita. Se observa en la roca minerales de color verde y brillo vítreo. El afloramiento se encuentra cubierto por un nivel edáfico centimétrico.	Colada 3
116	506594.15 m E	6375071.2 3 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en tope de meseta, de roca basáltica muy alterada de color marrón rojizo, con amígdalas de forma y tamaño variable (hasta 3 mm), rellenas de calcita. Se observa en la roca minerales de color verde y brillo vítreo. El afloramiento se encuentra cubierto por un nivel edáfico centimétrico.	Colada 3
117	506682.30 m E	6375076.0 5 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en tope de meseta, de roca basáltica muy alterada de color marrón rojizo, con amígdalas de forma y tamaño variable (hasta 3 mm), rellenas de calcita. Se observa en la roca minerales de color verde y brillo vítreo. El afloramiento se encuentra cubierto por un nivel edáfico centimétrico.	Colada 3
118	506441.84 m E	6374329.3 7 m S	Basalto vacuolar	En escarpe creado por la ruta se observa un basalto vacuolar muy alterado, frágil, con amígdalas de tamaño variable rellenas de calcita, inmersas en una matriz afanítica que se despedaza con facilidad.	Colada 3
119	507167.62 m E	6373455.1 0 m S	Basalto vacuolar	En escarpe creado por la ruta se observa un basalto vacuolar muy alterado, frágil, con amígdalas de tamaño variable rellenas de calcita, inmersas en una matriz afanítica que se despedaza con facilidad.	Colada 3
120	511890.18 m E	6375909.7 6 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
121	511400.90 m E	6376215.9 8 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2

122	512386.99 m E	6375773.0 7 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
123	511118.02 m E	6376408.4 6 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
124	510625.13 m E	6376311.3 5 m S	Basalto vacuolar	En la zona media-baja de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita.	Colada 2
125	509953.47 m E	6376313.1 3 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en base de lomada, cercana al Aº del Arbolito, donde se observa una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 cm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 0
126	514108.07 m E	6373722.3 6 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en pie de meseta, donde se observa una roca basáltica alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 mm de diámetro, rellenas de calcita.	Colada 1
127	505156.00 m E	6376804.0 0 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento de cuneta de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
128	505003.00 m E	6377039.0 0 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento de cuneta de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
129	508718.85 m E	6374415.3 4 m S	Chert	Afloramiento en tope de ondulación, al borde de un quiebre geomorfológico, en forma de coraza, de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
130	507589.02 m E	6373376.7 0 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento amorfo de grauvaca de apariencia cuarzo-feldespática, esqueleto de tamaño arena media-fina presente en un porcentaje menor a 15%, inmerso en una matriz tamaño arena muy fina, estructura masiva, coloración pardo claro con tonalidades rosadas. Se reconoce cierto grado de silicificación que le otorga a la roca una tenacidad considerable.	-
131	507647.14 m E	6373697.5 9 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento amorfo de grauvaca de apariencia cuarzo-feldespática, esqueleto de tamaño arena media-fina presente en un porcentaje menor a 15%, inmerso en una matriz tamaño arena muy fina, estructura masiva, coloración pardo claro con tonalidades rosadas. Se reconoce cierto grado de silicificación que le otorga a la roca una tenacidad considerable.	-
132	505436.39 m E	6376502.0 8 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento amorfo de grauvaca de apariencia cuarzo-feldespática, esqueleto de tamaño arena media-fina presente en un porcentaje menor a 15%, inmerso en una matriz tamaño arena muy fina, estructura masiva, coloración pardo claro con tonalidades rosadas. Se reconoce cierto grado de silicificación que le otorga a la roca una tenacidad considerable.	-
133	505691.96 m E	6375706.7 7 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento de cuneta de grauvaca de apariencia cuarzo-feldespática, esqueleto de tamaño arena media-fina presente en un porcentaje menor a 15%, inmerso en una matriz tamaño arena muy fina, estructura masiva, coloración blanquecina con tonalidades rosadas. Se reconoce cierto grado de silicificación que le otorga a la roca una tenacidad considerable.	-
134	505874.69 m E	6375359.8 0 m S	Chert	Afloramiento de cuneta de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
135	505909.34 m E	6375183.4 0 m S	Chert	Afloramiento de cuneta de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
136	506503.61 m E	6374394.3 1 m S	Chert	Afloramiento de cuneta de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-

137	506527.08 m E	6374372.1 9 m S	Chert	Afloramiento de cuneta de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
138	506733.43 m E	6374381.4 8 m S	Chert	Afloramiento en terreno ondulado de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
139	506615.62 m E	6374348.9 9 m S	Chert	Afloramiento en terreno ondulado de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
140	506659.35 m E	6374301.9 7 m S	Chert	Afloramiento en terreno ondulado de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
141	506565.15 m E	6374321.1 8 m S	Chert	Afloramiento en terreno ondulado de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características	-
142	506792.71 m E	6373866.9 8 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento de cuneta de grauvaca de apariencia cuarzo-feldespática, esqueleto de tamaño arena media-fina presente en un porcentaje menor a 15%, inmerso en una matriz tamaño arena muy fina, estructura masiva, coloración blanquecina con tonalidades rosadas. Se reconoce cierto grado de silicificación que le otorga a la roca una tenacidad considerable y venillas de sílice.	-
143	508129.50 m E	6372647.7 7 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento en quiebre de pendiente ondulado de grauvaca de apariencia cuarzo-feldespática, esqueleto de tamaño arena media-fina presente en un porcentaje menor a 15%, inmerso en una matriz tamaño arena muy fina, estructura masiva, coloración blanquecina con tonalidades rosadas. Se reconoce cierto grado de silicificación que le otorga a la roca una tenacidad considerable y venillas de sílice.	-
144	508196.72 m E	6372628.8 7 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento en quiebre de pendiente ondulado de grauvaca de apariencia cuarzo-feldespática, esqueleto de tamaño arena media-fina presente en un porcentaje menor a 15%, inmerso en una matriz tamaño arena muy fina, estructura masiva, coloración blanquecina con tonalidades rosadas. Se reconoce cierto grado de silicificación que le otorga a la roca una tenacidad considerable y venillas de sílice.	-
145	508658.19 m E	6372412.8 6 m S	Arenisca silicificad a	Afloramiento en quiebre de pendiente ondulado de grauvaca de apariencia cuarzo-feldespática, esqueleto de tamaño arena media-fina presente en un porcentaje menor a 15%, inmerso en una matriz tamaño arena muy fina, estructura masiva, coloración blanquecina con tonalidades rosadas. Se reconoce cierto grado de silicificación que le otorga a la roca una tenacidad considerable y venillas de sílice.	-
146	509652.08 m E	6370786.5 6 m S	Cantera de basalto	Cantera utilizada para caminería, no se permitió el acceso.	-
147	512461.30 m E	6369868.4 1 m S	Contacto basalto vacuolar, lajoso, masivo	Afloramiento en ladera de meseta, de unos 5m de altura, que presenta pequeños escarpes erosivos. Se observa de base a techo una roca muy alterada, frágil, con vacuolas de no más de 4 mm de tamaño, que se encuentran inmersas en una matriz afanítica. Sobre ésta afloran basaltos con estructura lajosa, también muy alterados, que internamente se trata de basaltos masivos, afaníticos. En el tope del perfil afloran basaltos masivos, similares a los anteriores, levemente más conservados.	Colada 2
148	514170.47 m E	6373606.9 8 m S	Contacto basalto vacuolar, lajoso, masivo	Afloramiento en ladera de meseta, de unos 5m de altura, que presenta pequeños escarpes erosivos. Se observa de base a techo una roca muy alterada, frágil, con vacuolas de no más de 4 mm de tamaño, que se encuentran inmersas en una matriz afanítica. Sobre ésta afloran basalto con estructura lajosa, también muy alterados, que internamente se trata de basaltos masivos, que posee fenocristales de plagioclasa de hasta 3 mm, muy alterados, inmersos en una matriz afanítica. En el tope del perfil afloran basaltos masivos, similares a los anteriores, levemente más conservados.	Colada 2 y 3
149	512498.22 m E	6375390.9 1 m S	Contacto basalto vacuolar, brecha	Afloramiento en escarpe erosivo del Aº del Arbolito, donde se observa en la base del mismo, una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 cm de diámetro, rellenas de calcita. En la base de los márgenes del Aº aflora una roca fresca, tenaz, muy silicificada, de color rosado	Colada 0 y 1

			volcánica, depósitos recientes, nivel edáfico	violáceo y tonalidades gris ocuros, y estructura masiva. La roca se compone de fragmentos angulosos de basaltos masivos y posiblemente areniscas. La roca es una brecha ígneo-sedimentaria. Sobre estas litologías se observa un coluvión compuesto de fangos de color marrón-rojizo, con concreciones de carbonato. Sobre estos ocurre un nivel edáfico de unos 30 cm de potencia, de color muy oscuro.	
150	512128.30 m E	6375455.6 6 m S	Contacto basalto vacuolar, brecha volcánica, depósitos recientes, nivel edáfico	Afloramiento en escarpe erosivo del Aº del Arbolito, donde se observa en la base del mismo, una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 cm de diámetro, rellenas de calcita. En la base de los márgenes del Aº aflora una roca fresca, tenaz, muy silicificada, de color rosado violáceo y tonalidades gris ocuros, y estructura masiva. La roca se compone de fragmentos angulosos de basaltos masivos y posiblemente areniscas. La roca es una brecha ígneo-sedimentaria. Sobre estas litologías se observa un coluvión compuesto de fangos de color marrón-rojizo, con concreciones de carbonato. Sobre estos ocurre un nivel edáfico de unos 30 cm de potencia, de color muy oscuro. En el tope de este escarpe se observa un surco de erosión con depósito aluviales polimícticos (composición basáltica y chert), mal seleccionados, angulosos a redondeados.	Colada 0 y 1
151	518792.51 m E	6375988.4 7 m S	Basalto vacuolar (base) y masivo (tope)	En la base de una ladera cóncava generada a partir de una meseta basáltica, aflora de forma tabular una roca basáltica de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observan cristales rojizos que se infiere son olivinos alterados a iddingsita. En el hombro de la ladera aflora en forma de bochas una roca basáltica de textura masiva, tenaz, color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa de 1-2 mm de tamaño, inmersos en una matriz afanítica. Presenta en un % ínfimo amígdalas menores a 1 mm, rellenas de un mineral de color gris y brillo vítreo.	Contact o colada 2 y 3
152	519824.86 m E	6375993.4 9 m S	Basalto vacuolar	Afloramiento en desmonte de camino, de roca basáltica muy alterada de color marrón rojizo, con amígdalas de tamaño y forma variable, rellenas de calcita. Se observa en la roca minerales de color verde y brillo vítreo.	Colada 2
153	506438.17 m E	6374341.0 9 m S	Contacto basalto- chert	Afloramiento de cuneta de una roca tenaz, sin alteración, con un grado muy alto de silicificación, de color gris-azulado. El grado de silicificación no permite reconocer otras características. Por debajo de estas rocas en escarpe creado por la ruta se observa un basalto vacuolar muy alterado, frágil, con amígdalas de tamaño variable rellenas de calcita, inmersas en una matriz afanítica que se despedaza con facilidad.	-
154	511883.12 m E	6375511.2 8 m S	Contacto basalto vacuolar, brecha volcánica, depósitos recientes, nivel edáfico	Afloramiento en escarpe erosivo del Aº del Arbolito, donde se observa en la base del mismo, una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 cm de diámetro, rellenas de calcita. En la base de los márgenes del Aº aflora una roca fresca, tenaz, muy silicificada, de color rosado violáceo y tonalidades gris ocuros, y estructura masiva. La roca se compone de fragmentos angulosos de basaltos masivos y posiblemente areniscas. La roca es una brecha ígneo-sedimentaria. Sobre estas litologías se observa un coluvión compuesto de fangos de color marrón-rojizo, con concreciones de carbonato. Sobre estos ocurre un nivel edáfico de unos 30 cm de potencia, de color muy oscuro.	Colada 0
155	511649.48 m E	6375584.5 5 m S	Contacto basalto vacuolar, brecha volcánica, depósitos recientes, nivel edáfico	Afloramiento en escarpe erosivo del Aº del Arbolito, donde se observa en la base del mismo, una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 cm de diámetro, rellenas de calcita. En la base de los márgenes del Aº aflora una roca fresca, tenaz, muy silicificada, de color rosado violáceo y tonalidades gris ocuros, y estructura masiva. La roca se compone de fragmentos angulosos de basaltos masivos y posiblemente areniscas. La roca es una brecha ígneo-sedimentaria. Sobre estas litologías se observa un coluvión compuesto de fangos de color marrón-rojizo, con concreciones de carbonato. Sobre estos ocurre un nivel edáfico de unos 30 cm de potencia, de color muy oscuro.	Colada 0 y 1
156	511456.55 m E	6375790.3 0 m S	Contacto basalto vacuolar, brecha volcánica, depósitos recientes, nivel edáfico	Afloramiento en escarpe erosivo del Aº del Arbolito, donde se observa en la base del mismo, una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 cm de diámetro, rellenas de calcita. En la base de los márgenes del Aº aflora una roca fresca, tenaz, muy silicificada, de color rosado violáceo y tonalidades gris ocuros, y estructura masiva. La roca se compone de fragmentos angulosos de basaltos masivos y posiblemente areniscas. La roca es una brecha ígneo-sedimentaria. Sobre estas litologías se observa un coluvión compuesto de fangos de color marrón-rojizo, con concreciones de carbonato. Sobre estos ocurre un nivel edáfico de unos 30 cm de potencia, de color muy oscuro.	Colada 0 y 1

157	511323.09 m E	6375775.3 0 m S	Contacto basalto vacuolar, brecha volcánica, depósitos recientes, nivel edáfico	Afloramiento en escarpe erosivo del Aº del Arbolito, donde se observa en la base del mismo, una roca basáltica muy alterada con amígdalas de tamaño y forma variable, de hasta 4 cm de diámetro, rellenas de calcita. En la base de los márgenes del Aº aflora una roca fresca, tenaz, muy silicificada, de color rosado violáceo y tonalidades gris ocuros, y estructura masiva. La roca se compone de fragmentos angulosos de basaltos masivos y posiblemente areniscas. La roca es una brecha ígneo-sedimentaria. Sobre estas litologías se observa un coluvión compuesto de fangos de color marrón-rojizo, con concreciones de carbonato. Sobre estos ocurre un nivel edáfico de unos 30 cm de potencia, de color muy oscuro.	Colada 0 y 1
-----	------------------	--------------------	---	--	-----------------

## Anexo II - Mapa geológico a escala 1:20.000

