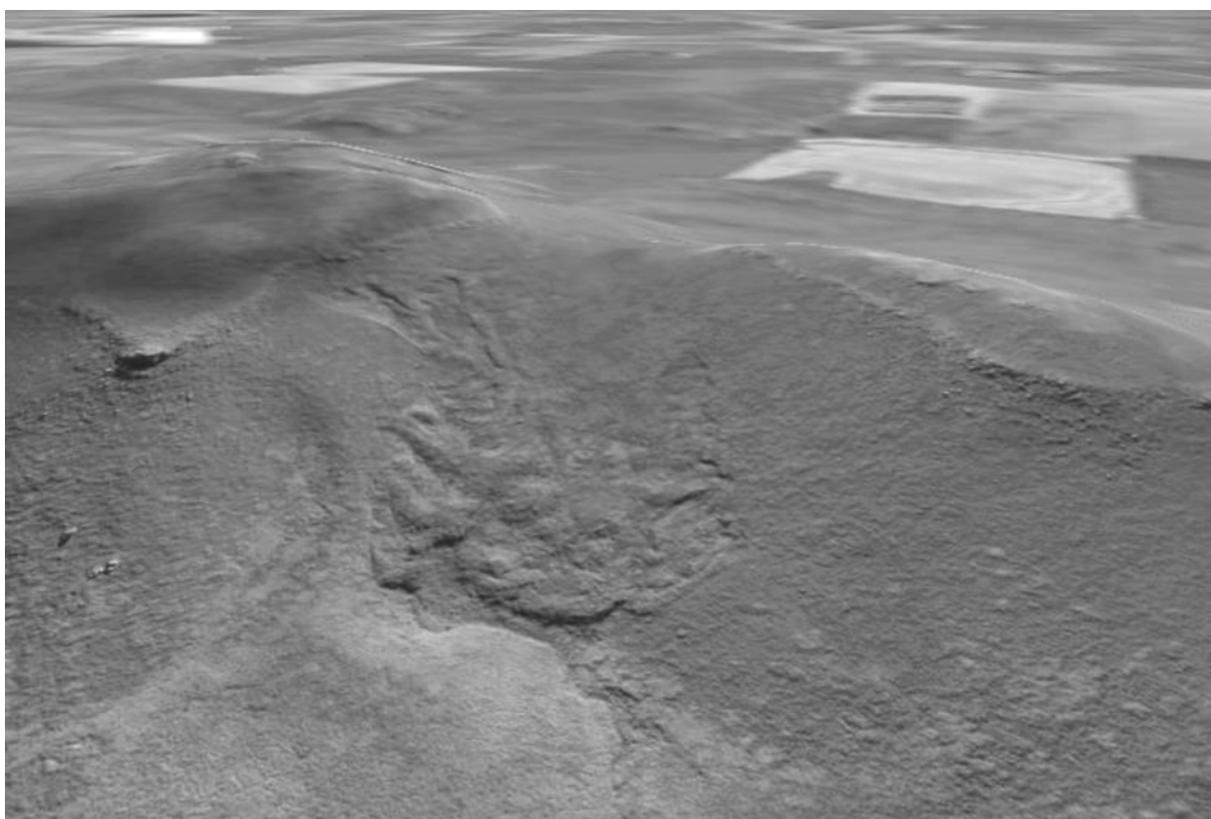


*“Movimientos en masa en sectores de cabeceras de las cuencas del Río Quequén Grande y arroyos Chapaleofú y Napaleofú (vertientes sur y norte de Tandilia). Provincia de Buenos Aires”*

*2011*



*Facultad de Ciencias Naturales y Museo  
Universidad Nacional de La Plata*

*Gentile, R.O.*

**Figura de la portada:** Deslizamientos en laderas de detritos en cerros modelados en sedimentitas pre Paleozoico superior. Cabeceras del Arroyo Calaveras (Cuenca del Río Quequén Grande). Partido de Tandil. La imagen, de unos 1,2 km de ancho, se ubica en 37° 37' 20" S y 59° 14' 21" O.

**Tesis Doctoral**

***“Movimientos en masa en sectores de cabeceras de las cuencas del Río Quequén Grande y arroyos Chapaleofú y Napaleofú (vertientes sur y norte de Tandilia). Provincia de Buenos Aires”***

***Tesista: Mg. Gentile Rodolfo Osvaldo***

***Director: Dr. E. Kruse***

***Codirector: Dr. N. V. Dangavs***

***Facultad de Ciencias Naturales y Museo***

***UNLP***

***Año 2011***

*A mi familia*

## Resumen

Esta tesis trata movimientos en masa desarrollados en un sector ubicado hacia el sureste de la provincia de Buenos Aires, en el área central de Tandilia. Específicamente, en las cabeceras de las cuencas del Río Quequén Grande y arroyos Chapaleofú y Napaleofú, integrantes de la vertiente sur de Tandilia el primero y norte los dos restantes. En dicho sector, que integra parte de los partidos de Tandil, Benito Juárez y Necochea, fueron seleccionadas para el estudio tres zonas que en conjunto, cubren una superficie de 465,09 kilómetros cuadrados. La *Zona 1* con una superficie de 174,32 km<sup>2</sup> agrupa el área de Cuchilla de Las Aguilas, Cerro Gruta de Oro y aledaños. La *Zona 2*, que considera el sector de Sierra la Juanita y cerros adyacentes, es aledaña a la anterior y presenta una superficie de 157,77 km<sup>2</sup>. La *Zona 3* se desarrolla principalmente en el extremo sur del partido de Tandil, se ubica a unos 5 km al este de la anterior y tiene una superficie de 133 kilómetros cuadrados.

Los movimientos en masa fueron reconocidos en las tres zonas de estudio; sin embargo, presentan un desarrollo casi excluyente en las cabeceras de la cuenca de drenaje del Río Quequén Grande y una menor significación en la de los arroyos Chapaleofú y Napaleofú. Dichos movimientos, presentan un conjunto de características comunes que involucran: tipos de materiales movilizados, geoformas afectadas y características geomórficas de los rasgos generados. Los materiales corresponden a rocas y regolito. Los primeros, agrupan rocas del basamento cristalino Proterozoico (Complejo Buenos Aires) y Sedimentitas pre-Paleozoico superior (denominación informal utilizada para reunir unidades litoestratigráficas, cuyas edades se ubican dentro del intervalo Precámbrico tardío - Ordovícico). Los restantes, reúnen detritos de ladera y depósitos eólicos de la Formación Las Animas. En las tres zonas, los deslizamientos afectaron rasgos de distinta jerarquía, modelados en el Complejo Buenos Aires, sedimentitas referidas y en el Manto Eólico Periserrano (ámbito geomórfico que bordea el sector serrano), como asimismo componentes morfológicos, producto de actividad antrópica.

Las geoformas producto de deslizamientos tienen mayor desarrollo en cerros elaborados en las Sedimentitas pre-Paleozoico superior, que en aquellos vinculados al basamento y en el Manto Eólico Periserrano. En los cerros en dichas sedimentitas, los deslizamientos se vinculan a dos geoformas: frentes escarpados y laderas de detritos, dentro de estas últimas son muy importantes en el talud inferior. Las evidencias de movimientos en masa en dicho talud están representadas por zonas de “arranque” de materiales, en muchas ocasiones con desarrollo de escarpas muy bien definidas, zonas de agotamiento y de acumulación, bloques deslizados, relieve local escalonado y una topografía de lomadas y depresiones (“*hummocky*”). Las lomadas producto de la acumulación de los materiales desplazados, provocaron modificaciones topográficas locales. Éstas, a su vez generaron, entre otras: acumulación de agua en las laderas, represamientos de canales, curvaturas en cursos de agua, generación de divisorias de jerarquía menor, escurrimiento superficial localizado del agua y desarrollo de manantiales.

Los movimientos gravitacionales en laderas de detritos de cerros modelados en las Sedimentitas pre-Paleozoico superior, agrupan deslizamientos rotacionales simples y múltiples, translacionales, retrogresivos, diminutivos, complejos y reptación. De acuerdo a las modificaciones de los términos técnicos establecidas para el área, se diferenciaron: movimientos sucesivos, progresivos, individuales, superpuestos, superficiales, de crecimiento transversal, en grupo, de primer término, inactivos, apagados y reactivaciones. Estas últimas afectaron parte de geoformas o sectores de laderas con evidencias de deslizamientos previos. Los frentes escarpados desarrollados en los cerros de las Sedimentitas pre Paleozoico superior, han sido afectados principalmente por caídas y vuelcos, favorecidos por el desarrollo de planos estructurales. Los movimientos en masa en cerros del Complejo Buenos Aires son, en general, de escasa significación e integran deslizamientos planares de rocas, caídas y vuelcos, producidos a través de planos de debilidad estructural. En el Manto Eólico Periserrano, los deslizamientos afectaron rasgos con desarrollo de pendientes locales pronunciadas, como escarpas erosivas en canales labrados principalmente en depósitos de la Formación Las Animas. Allí, se produjeron desmoronamientos y vuelcos de escasas dimensiones. En frentes escarpados en caminos, producto de actividades humanas, se generaron deslizamientos de escasa magnitud y desplazamiento.

Las causas de los deslizamientos las laderas de detritos estarían relacionadas a factores geológicos y físicos. Considerando los primeros, los materiales que integran dichas laderas son débiles estructuralmente y susceptibles a cambios en las propiedades mecánicas por adición de agua. Los restantes se vinculan a factores que provocan la desestabilización de los materiales, probablemente agua producto de precipitaciones, las que habrían actuado como mecanismos disparadores de gran parte de los deslizamientos. Una correlación pudo ser establecida entre el aumento en las lluvias y la generación de deslizamientos “recientes” en sectores de Sierra La Juanita y extremo sur del Partido de Tandil. De la misma manera, deslizamientos producidos en la *Zona 2*, en el intervalo correspondiente a la segunda mitad de la década del sesenta y primera mitad de la década del ochenta, podrían haber sido impulsados por precipitaciones importantes, producidas durante el mes de abril de 1980.

Las geoformas producto de deslizamientos son indicadoras de que los mismos han sido y son activos en el modelado del paisaje, adquiriendo el carácter de proceso formativo, en gran parte de las laderas de detritos y frentes escarpados asociados a cerros modelados en Sedimentitas pre-Paleozoico Superior. El registro de deslizamientos, en particular en taludes y frentes escarpados en los cerros citados, donde se diferenciaron movimientos de distinta edad, es indicador de la amenaza de deslizamientos. Sin embargo, actualmente, el riesgo en gran parte de las zonas es menor. En algunos casos, este menor riesgo es debido a los modestos volúmenes de materiales desplazados y en el talud inferior y frentes escarpados como consecuencia del exiguo desarrollo de actividades, en muchos de los sectores de producción de deslizamientos. No obstante, la ocupación en el futuro del talud mencionado y frentes escarpados más importantes podría generar riesgos de distintos tipos.

## **“Mass movements in the headings of the basins of Quequén Grande River and Chapaleofú and Napaleofú creeks (southern and northern slopes of Tandilia), Buenos Aires Province”**

This thesis deals with mass movements developed in southeastern Buenos Aires Province, in central Tandilia. The study area is located in the headings of the basins of the Quequén Grande River, and Chapaleofú and Napaleofú creeks, the first one at the southern slope of Tandilia and the other two at the northern slope. In this sector, which is part of the counties of Tandil, Benito Juárez and Necochea, covering 465.09 square kilometres, three areas were selected for the study. *Zone 1*, 174.32 km<sup>2</sup>, includes the area of Cuchilla de Las Aguilas, Cerro Gruta de Oro and surroundings. *Zone 2*, 157.77 km<sup>2</sup>, includes the area of Sierra La Juanita and adjacent ranges, limiting with Zone I. *Zone 3*, 133 km<sup>2</sup>, is mainly developed at the southern tip of Tandil County, five km east of *Zone 2*.

Mass movements were recognized in the three areas. However, they are almost exclusive of the headings of the drainage basin of the Quequén Grande River, being those of the headings of the Chapaleofú and Napaleofú creeks less developed. Such movements show a set of common features that include: type of mobilized materials, affected landforms, and geomorphic characteristics of the generated features. Materials belong to rock and regolith. The first ones group rocks from the Proterozoic crystalline basement and Upper pre-Paleozoic Sedimentary Rocks; the latter, slope detritus and eolian deposits of the Las Animas Formation. In the three areas, landslides affected landforms of different hierarchies modeled in the Buenos Aires Complex, the above mentioned sedimentary rocks, and the surrounding the hills environment, as well as features resulting from human activity.

Landforms produced by landslides are better developed in hills built on Upper pre-Paleozoic Sedimentary Rocks than in those related to the basement or to the Periserrano Eolian Sheet. In the first ones, landslides are related to two landforms: steep fronts and detritus slopes; among the latter, they are important in the lower talus. Evidence of mass movements in the detritus slopes are represented by areas of material "breakage", often with development of very well defined scarps, depletion and accumulation areas, slide blocks, local "stepped" relief, and depressions and mounds landscape (*hummocky*). The mounds resulting from accumulation of displaced materials caused local topographic modifications. In turn, these modifications generated accumulation of water in slopes, channel damming, bend in water courses, low hierarchy watershed, localized surficial water gliding, and development of springs.

Gravitational movements in detritus slopes of hills modeled in the Upper pre-Paleozoic Sedimentary Rocks group simple and multiple rotational slides, translational, retrogressive, diminutive, and complex slides and creep. According to the modification of the technical terms established for this area, the following movement categories were differentiated: successive, individual, superposed, surficial, transverse growth, grouped, primary, inactive, extinct, and reactivation. Reactivation affected parts of the landforms or parts of the detritus slopes with evidence of previous landslides. Steep fronts developed in hills of the Upper pre-Paleozoic Sedimentary Rocks

have been affected mainly by fall and topples, favored by the development of structural planes. Mass movements in hills of the Buenos Aires Complex are generally minor and encompass planar rock slide, fall and topples, produced through structural weak-planes. In the Periserrano Eolian Sheet, landslides affected features with development of strong local slopes, as erosive escarpment carved mainly in deposits of the Las Animas Formation, in which slumps and scarce topples are recognized. In steep fronts of roads produced by human activity, low magnitude landslides and displacement occurred.

Causes of landslides in detritus slopes would be related to geological and physical factors. Regarding the first ones, the materials forming such slopes are structurally weak and susceptible to changes in mechanical properties by addition of water. The others are related to factors causing material destabilization, probably precipitation water, which would have triggered most landslides. A correlation could be established between increasing rain and the generation of “recent” landslides in Sierra La Juanita and the southern tip of Tandil County. Likewise, slides of *Zone 2* during the second half of the 1960’s and first half of the 1980’s could have been triggered by high precipitation during April 1980.

Landforms produced by landslides indicate that they have been, and still are, active in modeling the landscape, being a formative process in most detritus slopes and steep fronts associated with hills modeled in Upper pre-Paleozoic Sedimentary Rocks. The record of landslides, in particular slopes and steep fronts, in these hills where movements of different age were recognized, indicates threat of landslides. However, today, the risk in most of these areas is minor in some cases, because of the small volumes of materials involved and on the lower talus and steep fronts, as a consequence of the scarce activity in many of the sectors where landslides occurs. However, the occupation in future times of the slopes and the most important steep fronts could generate different kinds of risks.

## **ÍNDICE GENERAL**

ÍNDICE DE FIGURAS  
ÍNDICE DE AUTORES

*Capítulo 1*  
*Introducción*

1.1. Introducción.....	pág. 1
1.2. Antecedentes.....	pág. 2
1.3. Ubicación del área.....	pág. 4
1.4. Objetivos.....	pág. 6
1.5. Fundamentos.....	pág. 6
1.6. Material utilizado.....	pág. 7
1.7. Método de trabajo.....	pág. 8

*Capítulo 2*  
*Generalidades*

2.1. Caracteres fisiográficos e hidrográficos del área.....	pág. 10
2.2. Fisiografía e hidrografía de las zonas consideradas.....	pág. 10
2.3. Características climáticas.....	pág. 15
2.3.1. Algunas particularidades de las precipitaciones y temperatura.....	pág. 17
2.4. Principales tipos de suelos.....	pág. 18
2.5. Características generales de la vegetación.....	pág. 20

*Capítulo 3*  
*Geología*

3.1. Geología de las zonas de estudio.....	pág. 21
3.1.1. Basamento cristalino.....	pág. 21
3.1.2. Sedimentitas pre - Paleozoico superior.....	pág. 22
3.1.3. Cubierta Cenozoica.....	pág. 24
3.1.3.1. Formación Barker.....	pág. 24
3.1.3.2. Formación Vela.....	pág. 25
3.1.3.3. Formación Las Ánimas.....	pág. 27
3.1.3.4. Formación Tandileofú.....	pág. 30
3.1.3.5. Aluvio.....	pág. 30
3.1.3.6. Detritos de ladera.....	pág. 30

*Capítulo 4*  
*Geomorfología*

4.1. Geomorfología.....	pág. 33
4.2. Geomorfología del área de estudio.....	pág. 35
4.2.1. Geofomas modeladas en rocas del basamento cristalino y laderas asociadas.....	pág. 35
4.2.1.1. Geofomas mayores.....	pág. 35
4.2.1.1. 1. “ <i>Inselbergs</i> ” (incluyendo geofomas menores asociadas).....	pág. 36
4.2.1.2. Otras geofomas.....	pág. 42
4.2.1.2.1. Topografía de crestas y depresiones asociadas.....	pág. 42
4.2.1.2.2. Crestas de diques.....	pág. 43
4.2.1.2.3. Montículos de pequeñas dimensiones separados de los cuerpos mayores.....	pág. 43
4.2.1.3. Algunas morfologías de lomadas modeladas en el basamento cristalino.....	pág. 43
4.2.2. Geofomas elaboradas en las Sedimentitas pre Paleozoico superior y laderas asociadas.....	pág. 44
4.2.2.1. Geofomas mayores.....	pág. 45
4.2.2.1.1 Cerros o lomadas y laderas asociadas.....	pág. 45
4.2.2.2. Geofomas de dimensiones intermedias.....	pág. 46
4.2.2.2.1 Frentes escarpados (FE) y rasgos asociados.....	pág. 47
4.2.2.2.2 Taludes.....	pág. 51
I. Talud de jerarquía mayor.....	pág. 51
II. Taludes de jerarquía menor.....	pág. 53
4.2.2.3. Geofomas menores.....	pág. 53
4.2.2.4 Algunos tipos principales de morfologías de laderas.....	pág. 53
4.2.3. Rasgos en el Manto Eólico Periserrano desarrollados en sedimentos y sedimentitas de la Cubierta Cenozoica.....	pág. 55
4.2.3.1. Geofomas de relieve positivo.....	pág. 55
4.2.3.2. Rasgos morfológicos deprimidos.....	pág. 57
4.2.3.2.1. Planicie de inundación del Arroyo Quequén Chico y terrenos bajos vinculados.....	pág. 58
4.2.3.2.2. Cursos de agua.....	pág. 58
4.2.3.2.3. Bañados y lagunas transitorias.....	pág. 59
4.2.3.2.4. Cárcavas.....	pág. 59
4.2.4. Geofomas y elementos asociados producto de actividad antrópica.....	pág. 61
4.2.4.1. Morfología vinculada a labores mineras.....	pág. 61
4.2.4.2. Morfología asociada con actividades en caminos.....	pág. 62
4.3. Consideraciones acerca de la génesis de los paisajes y paleopaisajes.....	pág. 62

## *Capítulo 5*

### *Movimientos en masa: Términos, definiciones y clasificación*

5.1. Introducción.....	pág. 64
5.2. Clasificación de los movimientos en masa.....	pág. 65
5.3. Clasificación de la actividad de los movimientos.....	pág. 70

5.4. Uso y adaptación de términos a los movimientos en masa en el área de estudio.....	pág. 73
5.5. Términos relacionados.....	pág. 75

## *Capítulo 6*

### *Introducción a los movimientos en masa en el área*

6.1. Inestabilidades antecedentes.....	pág. 77
6.2. Materiales desplazados por los movimientos en masa.....	pág. 83
6.3. Geformas afectadas por deslizamientos .....	pág. 84

## *Capítulo 7*

### *Estimación de la edad relativa de los deslizamientos y criterios de identificación*

7.1. Estimación de la edad relativa de los deslizamientos y criterios de identificación.....	pág. 85
7.1.1. Cerros elaborados en secuencias rocosas del Complejo Buenos Aires.....	pág. 85
7.1.1.1. Afloramientos rocosos.....	pág. 85
7.1.2. Cerros modelados en las Sedimentitas pre Paleozoico superior.....	pág. 86
7.1.2.1. Talud inferior.....	pág. 86
7.1.2.1.1. Deslizamientos “antiguos”.....	pág. 86
I. Deslizamientos previos a las fotografías aéreas de la década del sesenta (1966/1967).....	pág. 87
I.a. Expresión morfológica.....	pág. 87
I.a.1. Deslizamientos “viejos”.....	pág. 87
I.a.2. Deslizamientos “muy viejos”.....	pág. 87
I.b. Consultas a residentes en el área de trabajo y registro histórico escrito.....	pág. 88
I.b.1. Deslizamientos producidos previamente a 1950-1952.....	pág. 88
I.b.2. Deslizamientos producidos anteriormente a 1946-1950.....	pág. 88
I.b.3. Deslizamientos anteriores a 1707.....	pág. 89
II. Deslizamientos producidos entre la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982).....	pág. 89
7.1.2.1.2. Deslizamientos “recientes”.....	pág. 89
I. Deslizamientos producidos hacia fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001.....	pág. 90
II. Deslizamientos producidos en fechas cercanas a finales de agosto-septiembre del año 2001.....	pág. 91
III. Deslizamientos producidos en L1 con posterioridad a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001 .....	pág. 91
7.1.2.2. Frentes escarpados.....	pág. 92

## *Capítulo 8*

## *Reactivaciones*

8.1. <i>Reactivaciones</i> .....	pág. 93
8.2. Criterios utilizados en la identificación de <i>reactivaciones</i> .....	pág. 93
8.2.1. Criterios objetivos.....	pág. 93
8.2.2. Criterios subjetivos.....	pág. 94
8.3. Tipos de <i>reactivaciones</i> determinadas a partir de criterios objetivos.....	pág. 94
8.4. Tipos de <i>reactivaciones</i> determinadas a partir de criterios subjetivos.....	pág. 94
8.5. Ejemplos de <i>reactivaciones</i> a partir de criterios objetivos y subjetivos.....	pág. 96
8.6. Mapas de <i>reactivaciones</i> .....	pág. 99

## *Capítulo 9*

### *Morfología de los deslizamientos “antiguos”*

9.1. Deslizamientos “antiguos”: Morfología.....	pág. 103
9.1.1. Cerros modelados en las Sedimentitas pre Paleozoico superior.....	pág. 103
9.1.2. Principales geoformas y elementos asociados producto de movimientos en masa reconocidos en las laderas de detritos.....	pág. 103
9.1.2.1. Lomadas (o crestas) y depresiones asociadas.....	pág. 103
9.1.2.1.1. Degradación de las lomadas “antiguas”.....	pág. 108
9.1.2.2. Zonas de arranque en los materiales de las laderas de detritos.....	pág. 110
9.1.2.3. Bloques deslizados al pie de escarpas.....	pág. 112
9.1.2.4. Bloques de Sedimentitas pre Paleozoico superior y de basamento cristalino en las laderas de detritos.....	pág. 112
9.1.2.5. Relieve escalonado en las laderas de detritos.....	pág. 113
9.1.3. Otras particularidades de los deslizamientos “antiguos”.....	pág. 113
9.1.3.1. Deslizamientos “viejos”.....	pág. 115
9.1.3.2. Deslizamientos “muy viejos”.....	pág. 115

## *Capítulo 10*

### *Morfología de los deslizamientos “recientes”*

10.1. Características morfológicas de los deslizamientos “recientes”.....	pág. 117
10.1.1. Deslizamientos producidos hacia fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001.....	pág. 118
10.1.1.1. Escarpas.....	pág. 118
10.1.1.2. Bloques deslizados.....	pág. 121
10.1.1.3. Fracturas.....	pág. 122
10.1.1.4. Lomadas pequeñas producto de deslizamientos de menor magnitud que afectan lomadas “antiguas”.....	pág. 123

10.1.2. Deslizamientos generados en fechas cercanas a finales de agosto - comienzos de septiembre del año 2001.....	pág. 123
10.1.2.1. Escarpas.....	pág. 123
10.1.2.2. Bloques deslizados.....	pág. 130
10.1.2.3. Fracturas.....	pág. 130
10.1.2.4. Lomadas.....	pág. 131
10.1.3. Modificaciones y nuevos rasgos en L1.....	pág. 131

## *Capítulo 11*

### *Características de otros deslizamientos y pseudo-deslizamientos*

11.1. Introducción.....	pág. 132
11.2. Deslizamientos en geoformas modeladas en basamento cristalino.....	pág. 132
11.3. Deslizamientos en barrancas erosivas de canales.....	pág. 135
11.4. Deslizamientos vinculados con actividad antrópica.....	pág. 136
11.5. Pseudo-deslizamientos.....	pág. 137

## *Capítulo 12*

### *Particularidades de los deslizamientos en el área*

12.1. Relaciones entre deslizamientos en laderas de detritos y frentes escarpados de cerros modelados en las Sedimentitas pre Paleozoico superior y la red de drenaje.....	pág. 140
12.2. Modificaciones en las laderas de detritos debido al desplazamiento de materiales por movimientos en masa.....	pág. 144
12.2.1. Modificaciones topográficas locales.....	pág. 144
12.2.2. Control en la circulación del agua.....	pág. 144
12.2.2.1. Acumulación de agua en las laderas.....	pág. 146
12.2.2.2. Represamientos de canales de orden menor.....	pág. 147
12.2.2.3. Curvaturas en los cursos de agua.....	pág. 147
12.2.2.4. Generación de divisorias de drenaje de jerarquía menor.....	pág. 148
12.2.2.5. Esguerramiento superficial localizado del agua.....	pág. 148
12.2.2.6. Desarrollo de manantiales.....	pág. 149
12.2.2.7. Infiltración rápida de las aguas.....	pág. 149
12.2.3. Control en el tipo de vegetación desarrollada.....	pág. 149
12.3. Características de los sectores de producción de deslizamientos en las laderas de detritos de cerros modelados en Sedimentitas pre Paleozoico superior .....	pág. 149

## *Capítulo 13*

### *Interpretación de los movimientos en masa “recientes”*

13.1. Interpretación de los movimientos en masa “recientes”.....	pág. 152
13.1.1. Deslizamientos producidos en Estancia Santa Rosa a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001.....	pág. 152
13.1.2. Deslizamientos producidos en fechas cercanas a fines de agosto-comienzos de septiembre del año 2001.....	pág. 155
13.1.3. Probables mecanismos disparadores de los deslizamientos “recientes”.....	pág. 156

#### *Capítulo 14*

##### *Interpretación de los movimientos en masa “antiguos”*

14.1. Interpretación de los movimientos en masa “antiguos”.....	pág. 161
14.1.1. Generados en laderas de detritos de cerros modelados en Sedimentitas pre Paleozoico superior.....	pág. 161
14.1.1.1. Deslizamientos producidos entre la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982).....	pág. 169
14.1.1.2. Probables mecanismos disparadores de los deslizamientos producidos entre la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982).....	pág. 170
14.1.2. Deslizamientos en frentes escarpados en Sedimentitas pre Paleozoico superior.....	pág. 171
14.1.3. Retiro de los frentes escarpados.....	pág. 173

#### *Capítulo 15*

##### *Amenaza y riesgo de los deslizamientos en el área*

15.1. Amenaza de deslizamientos.....	pág. 176
15.2. Riesgo de deslizamientos.....	pág. 179

#### *Capítulo 16*

##### *Importancia de los deslizamientos en el modelado del área de estudio*

16.1. Importancia de los deslizamientos en el modelado del área de estudio.....	pág. 182
16.2. Participación de los deslizamientos en el modelado de los cerros en las Sedimentitas pre Paleozoico superior.....	pág. 183

#### *Capítulo 17*

##### *Correlaciones con otras áreas de Tandilia y consideraciones finales*

17.1. Correlaciones con otras áreas de Tandilia.....	pág. 195
17.2. Consideraciones finales.....	pág. 198

**Agradecimientos.....pág. 203**

**Lista de trabajos citados en el texto.....pág. 204**

**ANEXO DE FIGURAS Y TABLAS**

**. INDICE DE FIGURAS**

**. INDICE DE TABLAS**

## ÍNDICE DE FIGURAS

*Capítulo 1*  
*Introducción*

**Figura 1** ..... **pág. 5**  
Ubicación del área.

*Capítulo 2*  
*Generalidades*

**Figura 2**..... **pág. 11**  
Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. (A): Sector de mayor relieve, modelado a partir de componentes rocosos asignados al Complejo Buenos Aires y detritos de ladera asociados. (B): Sector de menor relieve, integrado por secuencias integrantes de la CC (= Cubierta Cenozoica). El ancho de la imagen en el sector de mayor relieve es de unos 800 metros.

**Figura 3**..... **pág. 12**  
Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. (A): Sector de mayor relieve, integrado por SPPS (Sedimentitas pre – Paleozóico superior) y detritos adyacentes de ladera. (B): Sector de menor relieve, conformado por secuencias de la CC. El ancho de la imagen en el sector de mayor relieve es de unos 600 metros.

**Figura 4**..... **pág. 14**  
Partido de Tandil, *Zona 3*. (A): Sector de mayor relieve, integrado por componentes rocosos del Complejo Buenos Aires y detritos de ladera. (B): Sector de menor relieve, en secuencias de la CC. El ancho de la imagen en el sector del alambrado es de aproximadamente 40 metros.

**Figura 5**..... **pág. 14**  
Partido de Tandil, *Zona 3*. (A): Sector de mayor relieve, integrado por componentes rocosos de las SPPS y detritos adyacentes de ladera. (B): Sector de menor relieve, modelado en la CC. El alambrado hacia el sector medio de la imagen tiene aproximadamente 40 m de largo.

**Figura 6** ..... **pág. 16**  
Nomogramas para el cálculo de la evapotranspiración potencial sin ajustar, de las estaciones: Tandil (Aero), López Juárez (López) y Balcarce (INTA). La recta en cada uno de los gráficos, indica la relación entre la temperatura media y la evapotranspiración (sin ajustar) mensuales.

*Capítulo 3*  
*Geología*

**Figura 7** ..... **pág. 21**  
Cuadro estratigráfico de las unidades pre – Paleozoico superior y Cenozoico superior en las zonas de estudio.

**Figura 8** ..... **pág. 25**  
(1): Partido de Tandil. Préstamo ubicado en el flanco NO de la Ruta 74, a unos 2 km al SO del Almacén Cuatro Esquinas. (A): Formación Barker, limolitas castaño rojizas, homogéneas. (B): Duricostra calcárea (calcreta) en el techo de la unidad. (C): CO<sub>3</sub>Ca laminar. (2): Partido de Tandil. Préstamo ubicado en el lado E de la Ruta 30, a

unos 2,9 km al sur del Almacén El Empalme. (A): Formación Barker, limolitas castaño rojizas, muy homogéneas. (B): Agregados de CO<sub>3</sub>Ca (tosca).

**Figura 9 ..... pág. 26**

(1): Partido de Tandil. Préstamo en el flanco NO de la Ruta 74, correspondiente a una lomada, ubicada a 4 km al SO del Almacén Cuatro Esquinas. (A): Formación Vela. (B): Formación Las Ánimas. La flecha de color blanco señala un encostramiento calcáreo en el techo de la unidad. La flecha de color negro, clastos de tosca y limolitas inmersos en una matriz limosa, integrando un depósito diamictico. (2): Partido de Tandil. Préstamo en el flanco E de la Ruta 30, a 2,9 km al SE del Almacén El Empalme. (A): Formación Barker, limolitas castaño rojizas, muy homogéneas. (B): Formación Vela. Diamicto. La flecha blanca señala un encostramiento calcáreo en el techo de la unidad. La de color negro, un clasto de tosca.

**Figura 10 ..... pág. 26**

(1): Partido de Tandil. Préstamo en el lado NO de la Ruta 74, realizado en una lomada que se encuentra a 3 km al SO del Almacén Cuatro Esquinas. (A): Formación Vela, depósito diamictico. La flecha de color blanco señala CO<sub>3</sub>Ca laminar. La flecha de color negro indica un sector del afloramiento con clastos de tamaño pefita. (2): Partido de Tandil. Préstamo en el flanco NO de la Ruta 74. Corresponde a una lomada que se ubica a 4 km al SO del Almacén Cuatro Esquinas. (A): Formación Vela. (B): Crotovina. Las flechas de color blanco señalan estructuras laminadas, de naturaleza arcillosa.

**Figura 11 ..... pág. 28**

Partido de Benito Juárez. Corte en el flanco NO de la Ruta N° 80, a 2 km al SO de la localidad de Villa Cacique, e inmediatamente al S de la Zona 1. Aproximadamente en: 37° 41' 40'' S y 59° 24' 50,60'' O. (A): Formación Las Ánimas. Hacia la parte superior, desarrollo del perfil de suelo, en parte con relleno artificial.

**Figura 12 ..... pág. 32**

Partido de Tandil, Zona 3, L1. Detritos de ladera sin base expuesta integrantes del talud inferior. Corresponde a un sector de la escarpa producida hacia fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001. Las flechas blancas señalan agregados de CO<sub>3</sub>Ca. Los clastos mayores, dispuestos caóticamente, provienen de las SPPS y están mezclados con depósitos, limosos arcillosos a arena - arcillosos, de color castaño grisáceo edafizados.

#### **Capítulo 4**

#### **Geomorfología**

**Figura 13..... pág. 37**

Partido de Tandil, Zona 3. “Inselberg” de bloques o “tors”, ubicado a 800 m al NE de L34. (A): Evidencias de actividades mineras. El ancho de la imagen en el sector de “tors” es de unos 80 metros.

**Figura 14..... pág. 37**

Partido de Tandil, Zona 3. Corresponde a un sector del “inselberg” de bloques o “tors” de la Figura 13. (A): Frente escarpado y talud principal en cerros labrados en SPPS. La flecha blanca indica una incipiente ladera acampanada (“flared slope”) antigua, en un afloramiento con aspecto de cúpula en rocas granitoides. Las flechas verdes señalan escamaciones. El ancho del rasgo con aspecto de cúpula es de unos 4 metros.

**Figura 15..... pág. 38**

Partido de Tandil, *Zona 3*. Corresponde al “*inselberg*” de bloques o “*tors*” ubicado a 800 m al NE de **L34**. Una pequeña cueva desarrollada por meteorización a lo largo de fracturas (flechas blancas) y posterior remoción de los materiales. Las flechas negras señalan escamaciones. Para estimar la escala utilice las personas ubicadas en el centro de la imagen.

**Figura 16**..... **pág. 38**

Partido de Tandil, *Zona 3*. A 800 m al NE de **L34**. (A): Pequeños “*tafonis*” desarrollados en afloramientos granitoides en un paisaje local de un “*inselberg*” de bloques o “*tors*”. El ancho de la imagen es de unos 2 metros.

**Figura 17**..... **pág. 39**

Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. (A): Cerros en las SPPS. (B): “*Inselberg*” dómico (“*Bornhardt*”), con aspecto de lomo de ballena, modelado en el Complejo Buenos Aires. (C): MEP (= Manto Eólico Periserrano). La longitud del “*bornhardt*” es de aproximadamente 800 m y la altura de unos 25 metros.

**Figura 18**..... **pág. 39**

Partido de Tandil, *Zona 3*. A 300 m al SE de **L21**. (A): Forma de aspecto semidomático elaborada en rocas del basamento cristalino. (B1): Bochón colgado o “*perched boulder*” (B2): Bloque colgado o “*perched block*”. Para estimar la escala, utilice la persona señalada en (C).

**Figura 19**..... **pág. 44**

Algunos tipos principales de morfologías de cerros modelados en afloramientos del basamento cristalino. Las escalas son aproximadas. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 20**..... **pág. 45**

Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. Cerro El Sombrerito. (A): FE (= Frente escarpado) y cima plana. (B): Talud. (C): Afloramientos de basamento cristalino. Fotografía aérea: U27-18-08-81, C 1073 – 08, del MOP de la provincia de Bs. As.

**Figura 21**..... **pág. 45**

Partido de Tandil, *Zona 3*. Cerro sin nombre. (A): FE y cima plana. (B): Talud. Fotografía aérea: 27-4-67, II-RH 358-9 del INTA.

**Figura 22**..... **pág. 46**

Partido de Tandil, *Zona 3*. Un sector de la cima en Cerro Largo. Las líneas blancas señalan algunas diaclasas ensanchadas por meteorización y rellenas por detritos. Las flechas blancas verticales indican afloramientos y bloques separados con caras paralelas a la dirección de rumbo de las fracturas. (A): Ensanchamiento de planos de estratificación por procesos de meteorización. Las flechas verdes muestran bloques inclinados ya separados de la secuencia subyacente. La línea de trazos roja señala el límite aproximado de la cima. El bloque representado en el centro de la imagen tiene aproximadamente 2 m de largo.

**Figura 23**..... **pág. 47**

Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. Cuchilla de Las Aguilas. Una vista general del FETI que se desarrolla. (A), (B) y (C): Fracturas verticales, horizontales e inclinadas respectivamente. (D): Bloque caído. El FE tiene unos 12 m de alto.

**Figura 24**..... **pág. 48**

Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. FETI en un sector de Cuchilla de Las Aguilas. (A): Pendiente extraplomada. La altura del FE representada en el sector medio de la imagen es de unos 8 metros.

- Figura 25**..... **pág. 49**  
 Partidos de Tandil y Benito Juárez, *Zona 2*. Fotografía aérea (H 1073-15, U 27-20-12-82). (A): “Entrante” Tipo A (anfiteatro). (B): Saliente. (C): Terreno cultivado en el MEP. Las flechas negras señalan algunos de los FE. Las flechas blancas indican taludes de menor jerarquía y hacia el contacto con el FETI, la presencia de un banco o plataforma estructural. Las flechas verdes corresponden a “entrantes” Tipo B. Entre C y el FETI se desarrolla el talud principal (talud inferior), con evidencias de deslizamientos.
- Figura 26**..... **pág. 50**  
 Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. Un FE en Cuchilla de las Aguilas. (A): Entrante, de aproximadamente 1 m de ancho. (B): Bloques volcados “hacia adentro”. El bloque ubicado inmediatamente al lado de la entrante, es probable que sea sometido a procesos gravitacionales “hacia afuera” en el futuro. El FE, tiene entre 6 y 8 m de altura.
- Figura 27**..... **pág. 51**  
 Partido de Tandil, *Zona 3*. Una pequeña cueva de aproximadamente 1,6 m de alto ubicada en la base de un FE. La flecha negra indica el talud.
- Figura 28**..... **pág. 54**  
 Distintos tipos principales de laderas modeladas en materiales correspondientes a las SPPS. Las escalas son aproximadas. Fuente: Elaboración propia.
- Figura 29**..... **pág. 56**  
 Partido de Benito Juárez. Corte en la margen SE de la Ruta 80, a unos 2 km al SO de la localidad de Villa Cacique, e inmediatamente al S de la *Zona 1* (37° 41' 40" S; 59° 24' 50,60" O). Una típica lomada en el MEP, en la cual la morfología superficial está controlada por una topografía preexistente. (A): “Sedimentos Pampeanos” (*Fidalgo et al., 1975*). (B): Formación Las Ánimas. La flecha señala una calcreta (Paleosuperficie Tandil). La traza del camino es aproximadamente transversal al eje mayor de la lomada, la que se “hunde” hacia ambos lados del mismo, incrementándose a su vez el espesor de los depósitos de la Formación Las Ánimas. La longitud de la lomada es de unos 60 m y la altura de aproximadamente 5 metros.
- Figura 30**..... **pág. 60**  
 Partido de Tandil, *Zona 3*. (A): Cárcava desarrollada en depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas. (B): Escarpas consecuencia de procesos destructivos (C): Acumulaciones producto de movimientos gravitacionales, integrando taludes. (D): Varillas de alambrado. Utilice la persona para estimar la escala.
- Figura 31**..... **pág. 60**  
 Partido de Tandil, *Zona 3*. (A): Cárcava de menor desarrollo. La pequeña cueva en la cual se ubica la mira evidencia procesos de “*pipping*” en el desarrollo de la cárcava. (B): Depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas en el MEP. (C): Detritos de ladera. (D): SPPS. Utilice la mira para estimar la escala.

## *Capítulo 5*

### *Movimientos en masa: Términos, definiciones y clasificación*

- Figura 32**..... **pág. 66**  
 Clasificación de *Sharpe (1938)*, de los deslizamientos de tierra (“*landslides*”) y fenómenos asociados. Tomada de *Thornbury (1960)*.

<b>Figura 33</b> .....	<b>pág. 67</b>
Clasificación abreviada de los movimientos de ladera según <i>Varnes (1978)</i> .	
<b>Figura 34</b> .....	<b>pág. 68</b>
Clasificación de los procesos de remoción en masa. Fuente: <i>EPOCH (1993)</i> , a partir de la clasificación realizada por <i>Varnes (1978)</i> y <i>Hutchinson (1988)</i> .	
<b>Figura 35</b> .....	<b>pág. 69</b>
(a): Caída o desprendimiento. (b): Vuelco. (c): Deslizamiento rotacional simple. (d): Deslizamiento rotacional múltiple. Los gráficos fueron elaborados según <i>WP/WL1 (1990)</i> .	
<b>Figura 36</b> .....	<b>pág. 70</b>
Movimiento tipo flujo. Fuente: <i>WP/WL1 (1990)</i> .	
<b>Figura 37</b> .....	<b>pág. 70</b>
Principales componentes morfológicos de un deslizamiento rotacional con flujo. Fuente: <i>Varnes (1958)</i> , parcialmente modificado.	
<b>Figura 38</b> .....	<b>pág. 72</b>
Representación esquemática de un sector de ladera modificado por un deslizamiento retrogresivo. Fuente: Elaboración propia.	
<b>Figura 39</b> .....	<b>pág. 72</b>
a. Distribución espacial de la actividad: movimiento diminutivo. b. Tipo de actividad: movimiento sucesivo. Fuente: ( <i>WP/WL1, 1993</i> ).	
<b>Figura 40</b> .....	<b>pág. 74</b>
Adaptación para algunos de los deslizamientos en el área de estudio, del estado, distribución, tipo de actividad y otras características. Fuente: Elaboración propia.	

## *Capítulo 6*

### *Introducción a los movimientos en masa en el área*

<b>Figura 41</b> .....	<b>pág. 78</b>
<i>Zona 1</i> (Sector: Cuchilla de las Aguilas, Cerro Gruta de Oro y alrededores). Localidades con deslizamientos considerados, ubicados en laderas de detritos (en su totalidad en el talud inferior), asociadas a cerros modelados en las SPPS.	
<b>Figura 42</b> .....	<b>pág. 79</b>
<i>Zona 2</i> (Sector: Sierra La Juanita y cerros alrededores). Localidades con deslizamientos considerados, ubicados en laderas de detritos (en su totalidad en el talud inferior), asociadas a cerros modelados en las SPPS.	
<b>Figura 43</b> .....	<b>pág. 80</b>
<i>Zona 3</i> (Sector: Extremo sur del Partido de Tandil). Localidades con deslizamientos considerados, ubicados en laderas de detritos (casi exclusivamente en el talud inferior), asociadas a cerros elaborados en las SPPS.	
<b>Figura 44</b> .....	<b>pág. 81</b>
Partido de Tandil, <i>Zona 3. L1</i> . (A): Lomada (de unos 10 m de ancho) formada por antiguos deslizamientos. (B): Bloques de cuarcitas. (C): Fracturas generadas a fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001. (D): FETI. Nótese los cambios de pendiente de la ladera vinculados a la lomada.	

- Figura 45** ..... **pág. 81**  
Partido de Tandil, *Zona 3. L1*. (A): Cuerpo de agua. (B): Lomadas producto de antiguos procesos de remoción en masa. (C): Fractura de unos 5 m de longitud y 1 m de ancho formada hacia fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001. (D). Bloque de cuarcita. (E): FETI.
- Figura 46** ..... **pág. 81**  
Partido de Tandil, *Zona 3. L12*. (A): Escarpa en las cabeceras de un antiguo deslizamiento. (B): Bloque de cuarcita. (C): Terreno no afectado por el deslizamiento. (D): FETI. (E): Persona para estimar la escala.
- Figura 47**..... **pág. 81**  
Partido de Tandil, *Zona 3. L1*. (A): FETI. (B): Bloque de cuarcita de unos 2,5 m de eje mayor caído y movilizado a lo largo de la ladera de detritos.
- Figura 48** ..... **pág. 81**  
Partido de Tandil, *Zona 3. L1*. (A): Fractura (30 cm de ancho) en contacto con un bloque de cuarcita (B), en una lomada producto de antiguos deslizamientos. (C): Límite entre las partes que estuvieron sobre (a) y debajo (b) de la superficie, previo a los movimientos de fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001.
- Figura 49** ..... **pág. 81**  
Partido de Tandil, *Zona 3. L1*. (A): Lomada (de unos 5 m de longitud) producto de antiguos deslizamientos. (B) y (C): Lomada y escarpa poco definida, generadas por deslizamientos producidos en el año 2001. (D): Clastos movilizados sin corteza liquénica. (E): Clastos no afectados, con cortezas liquénicas.
- Figura 50** ..... **pág. 82**  
Partido de Benito Juárez, *Zona 2. L54*. (A): Lomadas producto de la acumulación de materiales por deslizamientos en el talud inferior. (B): Relieve local “escalonado”. (C): Zonas de arranque de materiales con desarrollo de escarpas. (D): FETI. (E): Curso de agua.
- Figura 51** ..... **pág. 82**  
Partido de Tandil, *Zona 3. A 300 m aproximadamente al SE de L21*. (A): Cuerpo semi domático modelado en rocas del basamento cristalino. (B1): Bochón colgado de unos 3 m de alto. (B2): Bloque colgado. (C): Fragmento caído por movimientos en masa. (D): MEP. (E): Arroyo El Puente.
- Figura 52** ..... **pág. 83**  
Partido de Tandil, *Zona 3. Cercanías de L34*. Las flechas señalan cicatrices de pequeños deslizamientos en cursos de agua excavados en depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*). Utilice el ganado para estimar la escala.

## *Capítulo 7*

### *Estimación de la edad relativa de los deslizamientos y criterios de identificación*

- Figura 53** ..... **pág. 86**  
Distintas etapas de desarrollo de un manto de meteorización con manifestación de rocas nucleares, posteriormente liberadas por procesos erosivos y luego afectadas por deslizamientos de escasa magnitud. Fuente: Elaboración propia.
- Figura 54** ..... **pág. 88**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L11**. Deslizamiento “viejo”, representado en una fotografía aérea con fecha 29/09/67. (A): Talud inferior. (B): MEP. (C): FETI.

**Figura 55** ..... **pág. 88**

Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. **L18**. Ladera norte del Cerro sin nombre 2. (A): SPPS. (B): Talud inferior. (C): MEP. Las flechas negras indican lomadas producto de movimientos en masa “muy viejos”.

**Figura 56** ..... **pág. 90**

Rasgos indicadores de la actividad o edad relativa de los deslizamientos, según *Crozier, (1984)*.

## Capítulo 8

### Reactivaciones

**Figura 57** ..... **pág. 95**

Distintos tipos y subtipos de *reactivaciones* de acuerdo a la aplicación de criterios objetivos y subjetivos. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 58** ..... **pág. 96**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L12**. Corresponde a la fotografía aérea del INTA: II-RH359-16, fechada el 28/09/67. (A): Deslizamiento con escarpa principal y zona de acumulación bien definidas.

**Figura 59** ..... **pág. 96**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L12**. (A): El mismo deslizamiento representado en la **Figura 58**. (B): Deslizamiento generado en fecha cercana a fines de agosto-comienzos de septiembre del año 2001, de acuerdo a datos aportados por residentes en el área. (a): Bloque de cuarcita. La imagen tiene en el sector medio un ancho de aproximadamente 360 metros.

**Figura 60** ..... **pág. 97**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L12**. Corresponde a una imagen de Google Earth (versión libre) del 18 de Mayo del año 2006. (A): Indica el mismo deslizamiento representado en la **Figura 58** y con la letra A en la **Figura 59**. (B): Revela el nuevo deslizamiento, producido de acuerdo a datos de vecinos del área en fecha cercana a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001 e indicado como (B) en la **Figura 59**.

**Figura 61** ..... **pág. 98**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L16**. Ejemplo de identificación de *reactivación* a través de criterio subjetivo (*Tipo A*). (1). Talud inferior. (2): MEP. (A): Escarpa “fresca” en zona de arranque de materiales. (B): Lomada en zona de acumulación de materiales. (C): Zona de depresión. (D): Grandes bloques de cuarcita. (E): FETI. (I): Zona de arranque de materiales menos definida que (A). (II): Zona de depresión.

**Figura 62** ..... **pág. 98**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L7**. Ejemplo de identificación de *reactivación* a través de criterio subjetivo (*Tipo B*). (A): FETI. (B): Escarpa del deslizamiento más joven. (C): Lomada de materiales deslizados por el deslizamiento antes referido. (D): Lomada producto de deslizamientos más antiguos. (E): Bloque de cuarcita. Las líneas de trazos azul y rojo marcan aproximadamente el límite de los materiales desplazados. (E): Grandes bloques de SPPS.

**Figura 63** ..... **pág. 99**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L18**. Ejemplo de identificación de *reactivación* a través de criterio subjetivo (*Tipo C*). (A): Zona de arranque de materiales. (B): Lomadas en zona de acumulación de materiales. (C): Curso de agua. (1): Deslizamiento. (2): Deslizamiento que cubre en su parte distal parcialmente al deslizamiento indicado como 1.

**Figura 64** ..... **pág. 100**

*Zona 2*. Ejemplos de localidades con *reactivaciones* representativas, determinadas a través de criterios objetivos.

**Figura 65** ..... **pág. 101**

*Zona 3*. Ejemplos de localidades con *reactivaciones* representativas, determinadas a través de criterios objetivos.

## *Capítulo 9*

### *Morfología de los deslizamientos “antiguos”*

**Figura 66** ..... **pág. 104**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L5**. (A): Lomadas generadas por antiguos deslizamientos. (B): Bloque de cuarcita. En el sector de lomadas la imagen tiene un ancho de unos 100 metros.

**Figura 67** ..... **pág. 104**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L2**. (A): Lomada generada por antiguos deslizamientos. La línea roja indica el límite inferior. (B): FETI. Las flechas negras señalan la posición de un alambrado sobre la lomada. Utilice para estimar la escala, la persona señalada en (C).

**Figura 68** ..... **pág. 104**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L4**. (A): Lomadas generadas por antiguos procesos de remoción en masa. (B): Frentes escarpados en las SPPS. (C): Bloques de cuarcitas. (D): MEP. La línea de trazos roja, indica aproximadamente el límite con el talud principal. La imagen en el sector medio tiene un ancho de aproximadamente 300 metros.

**Figura 69** ..... **pág. 105**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L7**. (Flechas blancas): Lomadas “antiguas”. (Flecha negra vertical): Sector con deslizamientos “recientes”. (Flechas de color naranja): Curso de agua. (Flechas negras inclinadas): FE en las SPPS. (A): MEP. (B): Taludes principales. La línea de trazos de color naranja marca el límite entre uno de los taludes y el MEP. El límite entre el MEP y el talud con las lomadas “antiguas”, coincide cercanamente con el curso de agua. (Flecha roja): Talud de menor jerarquía. Nótese por sobre las flechas blancas, en el sector medio y extremo derecho de la figura, el desarrollo de otras lomadas “antiguas”. La imagen tiene unos 700 m de ancho a lo largo del curso.

**Figura 70** ..... **pág. 105**

Partido de Tandil, *Zona 2*. (1): **L61**, (2): **L60**. La figura corresponde a una imagen de Google Earth (versión libre). 37° 37' 20" S, 59° 14' 21" O. (A): SPPS. (B): Talud inferior. (C): FETI. (D): Sectores con deslizamientos.

**Figura 71** ..... **pág. 106**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L11**. (A): Frente de una lomada generada por antiguos deslizamientos. (B): Grandes bloques de las SPPS. (C): FE en SPPS. (D): La altura de la lomada es de unos 6 - 7 metros. Para estimar la escala utilice la persona señalada en (D).

**Figura 72** ..... **pág. 106**

Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. (a): **L8**. Ladera N de Cuchilla de Las Aguilas, con desarrollo de geoformas producto de deslizamientos, de escaso relieve. (b): **L1**. Ladera SE de Cuchilla de Las Aguilas, con presencia de grandes lomadas producto de movimientos en masa.

**Figura 73** ..... **pág. 107**

Partido de Benito Juárez, *Zona 2*. (a): **L25**. Desarrollo de lomadas con el eje mayor transversal a la dirección de inclinación de la ladera. (b): **L41**. Conjunto de lomadas y depresiones asociadas, con el eje mayor paralelo a la inclinación de la ladera.

**Figura 74** ..... **pág. 109**

Algunos tipos de degradación de lomadas producto de “antiguos” deslizamientos, ubicadas en el talud inferior. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 75** ..... **pág. 110**

Ejemplos de algunos de los tipos de degradación en lomadas “antiguas”, diferenciadas en el talud inferior, en las zonas de estudio. En el gráfico c, la lomada indicada con el número 1 tiene unos 4 m de altura y aproximadamente 35 m de ancho en la parte terminal.

**Figura 76** ..... **pág. 111**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L11**. (A): Escarpa “fresca”. (B): Lomada por acumulación de materiales. (C): Grandes bloques cuarcíticos. (D): Zona de agotamiento. (E): Terreno no afectado. (F): FETI. (G): MEP. La flecha roja indica la dirección del movimiento de los materiales.

**Figura 77** ..... **pág. 111**

Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. **L12**. Las flechas blancas indican una morfología cóncavo – convexa característica, en una zona de arranque de materiales. La flecha roja señala la dirección del desplazamiento de los materiales.

**Figura 78** ..... **pág. 111**

Partido de Benito Juárez, *Zona 2*. **L12**. Margen derecha del tributario sin nombre. Nótese el carácter cóncavo – convexo de la escarpa indicada por las flechas blancas. La flecha amarilla señala una escarpa secundaria y bloque deslizado. La flecha roja muestra la dirección del desplazamiento de los materiales.

**Figura 79** ..... **pág. 111**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L13**. Las flechas negras indican una morfología cóncavo – convexa bien definida. (A): Deslizamiento más joven afectando parte de una lomada. Las flechas verdes señalan dos escarpas, las que limitan un bloque deslizado. La flecha roja determina la dirección del desplazamiento de los materiales.

**Figura 80** ..... **pág. 114**

(a): Deslizamiento de tipo *individual*, **L2** (*Zona 3*). (b) Deslizamientos de tipo *grupo* (o *conjunto*), **L6** (*Zona 3*).

## Capítulo 10

### Morfología de los deslizamientos “recientes”

**Figura 81** ..... **pág. 117**

Localidades con deslizamientos “recientes” en la *Zona 3*.

**Figura 82** ..... **pág. 118**

Partido de Tandil, *Zona 3. L1.* (A): Escarpa principal. (B): Bloque de cuarcita. (C): Terreno no afectado. Utilice como escala la pala señalada en (D).

**Figura 83**.....pág. **119**

Partido de Tandil, *Zona 3. L1.* (Flechas blancas verticales): Parte de la escarpa principal “reciente”. (Flechas negras): Escarpa de jerarquía menor “reciente”. (Flechas rojas): Lomadas generadas por antiguos procesos de remoción en masa. (A): Fracturas “recientes”. (B): Escarpa y deslizamiento “reciente” en el frente de una antigua lomada. (C): Bloques de rocas cuarcíticas. (D): Deslizamientos afectando lomadas con desarrollo de pequeñas escarpas en cabeceras. (E): Frente escarpado en rocas cuarcíticas. (F): Barranca en curso de agua. La longitud del frente escarpado más elevado es de aproximadamente 400 metros.

**Figura 84** ..... pág. **120**

Partido de Tandil. *Zona 3. L1.* Perfiles topográficos que muestran los principales componentes morfológicos y litológicos locales. Asimismo, en los perfiles c-b y c-d, se ha carteadado la escarpa principal “reciente”, generada hacia fines de agosto-comienzos de septiembre del año 2001.

**Figura 85** ..... pág. **121**

Partido de Tandil. *Zona 3. L1.* (A): Escarpa principal. (B): Bloques deslizados. (C): Bloque de cuarcita. (D): Terreno no afectado. (E): FETI. Nótese: a). Las pendientes invertidas de los bloques deslizados y b). En el bloque de cuarcita señalado, un sector superior de tono oscuro con corteza líquénica que evidencia exposición previa al deslizamiento y uno inferior, de tono más claro, que yacía por debajo de la superficie antes de la generación de los movimientos. Utilice como referencia para la escala la pala señalada en (F).

**Figura 86** ..... pág. **122**

Partido de Tandil, *Zona 3. L1.* (A): Fracturas generadas a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001, afectando una lomada (B), producto de deslizamientos antiguos. (C): Bloque de cuarcita. Utilice como referencia para la escala la pala señalada en D.

**Figura 87**.....pág. **124**

Partido de Tandil, *Zona 3. L6.* (A): Escarpas “recientes”. (B): Bloques de cuarcitas. (C): FETI en SPPS. El ancho de la imagen en el sector de escarpas es de aproximadamente 30 metros.

**Figura 88**.....pág. **125**

Partido de Tandil, *Zona 3. L6.* (Flechas rojas): Escarpas “recientes”. (Flechas negras): Lomadas generadas por “antiguos” procesos de remoción en masa. (A): FETI en rocas asignadas a las SPPS. (B): Bloques de cuarcitas. La longitud del FETI en la imagen es de aproximadamente 450 metros.

**Figura 89**.....pág. **125**

Partido de Tandil, *Zona 3. L7.* (A): FETI. (B): Grandes bloques de cuarcitas. (C): Escarpa principal. (D): Bloques deslizados. (C) y (D) formados en fecha cercana a fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001). Utilice para estimar la escala, la persona señalada en E.

**Figura 90**.....pág. **126**

Partido de Tandil, *Zona 3. L7.* (A): Escarpa. (B): Bloques deslizados. (C): Bloques de cuarcitas. (A) y (B) formados en fechas cercanas a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001. La altura expuesta de la mira es de unos 1,6 metros.

**Figura 91** ..... pág. **126**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L7**. Perfil topográfico que muestra la posición de dos escarpas “recientes” (principal y de menor jerarquía), como también los principales componentes morfológicos y litológicos locales.

**Figura 92**.....**pág. 127**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L8**. (A): Escarpa. (B): Bloque deslizado. (C): Grandes bloques de cuarcitas. (D): Frentes escarpados en rocas cuarcíticas. Utilice la persona para estimar la escala.

**Figura 93** ..... **pág. 128**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L8**. Perfil topográfico que muestra la posición de una escarpa y una fractura “recientes”, como asimismo los principales componentes morfológicos y litológicos locales.

**Figura 94**.....**pág. 129**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L12**. (A): Escarpa principal de unos 0,5 m de altura en el sector de cabeceras del deslizamiento. (B): Bloque deslizado. (C). Bloques de cuarcitas. (D): Terreno no afectado. El ancho de la imagen es de aproximadamente 4,5 metros.

**Figura 95**.....**pág. 129**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L33**. (A): Escarpa “reciente”. (B): Lomada generada por antiguos procesos de remoción en masa. (C): FETI. (D): Grandes bloques de cuarcitas. La longitud de la escarpa “reciente” es de aproximadamente 80 metros.

**Figura 96**.....**pág. 130**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L21**. (A): Escarpa “reciente”, de aproximadamente 1 m de altura. (B): Bloques de cuarcitas. (C): (FETI). Las flechas negras verticales señalan la posición de la escarpa. Utilice la persona para estimar la escala.

## Capítulo 11

### *Características de otros deslizamientos y pseudo-deslizamientos*

**Figura 97**.....**pág. 133**

Partido de Tandil, *Zona 3*. “*Inselberg*” de bloques o “*tors*”, ubicado 800 m al NE de **L34**. (A): Dos deslizamientos pequeños, producidos a lo largo de superficies de fracturas. El movimiento se produjo a lo largo de planos definidos de fractura sin deformación, correspondiéndose con deslizamientos planares, específicamente de rocas. El bloque indicado con la letra A tiene unos 2 m de longitud.

**Figura 98**.....**pág. 133**

Partido de Tandil, *Zona 3*. “*Inselberg*” de bloques o “*tors*”, ubicado a 800 m al NE de **L34**. Vuelco afectando un bochón de aproximadamente 1,8 m de alto. Las flechas señalan las partes involucradas.

**Figura 99**.....**pág. 134**

Partido de Tandil, *Zona 3*. Aproximadamente a 300 m al sureste de **L21**. (A): Geoforma semidomática. (B): Bochón colgado de unos 3 m de altura. (C): Fragmento de roca movilizado. El pequeño deslizamiento se correspondería con un vuelco.

**Figura 100**.....**pág. 135**

Probables etapas en el desarrollo de movimientos en masa con escaso desplazamiento de los materiales movilizados. Los tipos involucrados corresponden a deslizamientos planares de rocas y vuelcos de rocas (o

fragmentos de rocas). Fuente: Elaboración propia. Para dimensiones de bloques y bochones ver **Figuras 97, 98 y 99**.

**Figura 101**..... **pág. 135**

Partido de Tandil, *Zona 3*. Margen derecha de un tributario del A° Quequén Chico en la Estancia Santa Rosa. (A): Deslizamiento afectando depósitos de la Formación Las Ánimas edafizados, fotografiado en el año 2002. (B): Bloque deslizado con pendiente invertida. (C): Escarpa. La falta de vegetación indicaría que los movimientos se habrían producido en una fecha cercana a la de la observación.

**Figura 102**..... **pág. 136**

Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. Ruta provincial N° 80 en cercanías del Cerro El Sombrerito. Deslizamiento afectando depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas y perfil de suelo desarrollado en los mismos. (A): Pequeña escarpa en el sector de arranque de materiales. (B): Bloques deslizados con pendientes opuestas a la original. (C): Bloque desprendido sin inclinación de la superficie original.

**Figura 103**..... **pág. 138**

Partido de Tandil, *Zona 3*. A 650 m al E de **L34**. Corresponde a una imagen de Google Earth (versión libre), del 18/05/2006. (A) y (B): Dos pseudo-deslizamientos por actividad minera en la ladera sureste de una lomada modelada en las SPPS. 37° 39' 31'' S, 59° 04' 56'' O. La flecha blanca señala la inclinación de la ladera. Las flechas rojas depresiones en zonas de extracción de materiales y las flechas azules lomadas pequeñas por acumulación de los materiales.

**Figura 104**..... **pág. 138**

Partido de Benito Juárez, *Zona 2*. **L10\***. Corresponde a una imagen de Google Earth (versión libre), del 09/09/2009. Dos pseudos deslizamientos por actividad minera en la ladera de detritos O de un cerro modelado en SPPS. 37° 37' 23'' S, 59° 19' 49'' O. La flecha blanca señala la inclinación de la ladera. Las rojas depresiones en zonas de extracción de materiales y las flechas azules lomadas por acumulación de los materiales.

## Capítulo 12

### *Particularidades de los deslizamientos en el área*

**Figura 105** ..... **pág. 140**

Modo de acoplamiento: Las relaciones geométricas entre deslizamientos y el sistema fluvial (Clasificación ALPIN), según *Korup (2003)*.

**Figura 106** ..... **pág. 140**

Impacto sobre los sistemas fluviales que resultan del modo de acoplamiento. *Korup (2003)*.

**Figura 107**..... **pág. 141**

Relaciones de acople e impacto de los deslizamientos con los cursos de agua en las zonas de estudio. Adaptado a partir de la clasificación según *Korup (2003)*.

**Figura 108**..... **pág. 142**

Algunas relaciones entre el escurrimiento superficial y los deslizamientos en las laderas de detritos (principalmente talud inferior) y FE en cerros modelados en SPPS. Las referencias corresponden a la **Figura 107**. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 109**..... **pág. 143**

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L11**. Un típico ejemplo de clase de interfase de acoplamiento geomórfico (N), subclase Nh. Los materiales movilizados por el deslizamiento, quedan almacenados en el talud inferior, sin afectar el canal del Arroyo El Puente, desarrollado en el MEP.

**Figura 110**.....pág. 145

Distintos tipos de modificaciones producidas por deslizamientos, en laderas de detritos de cerros modelados en las SPPS. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 111**.....pág. 146

Distintos tipos de modificaciones producidas por deslizamientos, en laderas de detritos de cerros modelados en las SPPS. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 112** ..... pág. 147

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L1**. (A): Pequeño cuerpo de agua de unos 8 m de largo. (B): Lomadas producto de deslizamientos antiguos, con bloques de cuarcitas en superficie. (C): MEP.

**Figura 113** ..... pág. 147

Partido de Tandil, *Zona 3*. **L3**. (A): Pequeño cuerpo de agua producto del endicamiento de un curso innominado, por materiales movilizados en las laderas. (B): Bloque de cuarcita. Utilice la persona como escala.

**Figura 114** ..... pág. 148

Partido de Benito Juárez, *Zona 2*. **L29**. (A): Banco estructural en SPPS. (B): Talud inferior. La flecha negra indica el FETI. Las líneas de trazos blancas señalan una zona de arranque de materiales. Las flechas rojas especifican la dirección del desplazamiento de los materiales. Nótese las lomadas (y depresiones) con los ejes mayores normales a la inclinación de la ladera, integrando un relieve escalonado. Las flechas blancas muestran la curvatura de un tramo del curso de agua, adaptándose al contorno de las lomadas más distales. La flecha celeste denota la dirección de escurrimiento del curso.

### Capítulo 13

#### *Interpretación de los movimientos en masa “recientes”*

**Figura 115** ..... pág. 153

Distintas posiciones de la emergencia de la superficie de ruptura en un deslizamiento. (a): *Terzaghi y Peck (1948)*. (b): Adaptado al talud inferior y MEP.

**Figura 116** ..... pág. 154

Clasificación de acuerdo al período de la última actividad de los deslizamientos. Según *Flageollet (1996)*. (A): Edades según *INQUA (2007)*.

**Figura 117** ..... pág. 157

Gráfico de análisis de masas que muestra la correlación entre el registro de lluvias oficial de la Estación Tandil y datos no oficiales correspondientes a la Estancia Santa Rosa. Período: 1972-2009. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 118** ..... pág. 157

Marcha de la lluvia para el período 1972-2009, de acuerdo al registro de las tres estaciones meteorológicas y de la Estancia Santa Rosa. La línea de trazos de color negro en los cuatro gráficos representa la precipitación media. Los valores de ésta última se muestran en los gráficos respectivos. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 119** ..... pág. 158

Media de las lluvias para intervalos de cuatro años correspondientes al Período 1972-2007. Al igual que en la **Figura 118** el registro de precipitaciones utilizado, fue cedido gentilmente por el propietario de la Estancia Santa Rosa. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 120** ..... **pág. 159**  
Marcha de la lluvia en las estaciones meteorológicas Tandil (Aero), López Juárez (López) y Balcarce (INTA), durante el período 1999-2003 y similares datos no oficiales de la Estancia Santa Rosa. Fuente: Elaboración propia.

## Capítulo 14

### *Interpretación de los movimientos en masa “antiguos”*

**Figura 121**.....**pág. 163**  
(a): Partido de Benito Juárez, *Zona 2. L60*. Deslizamiento producido en el intervalo: Segunda mitad de la década del sesenta – primera mitad de la del ochenta. (b): Partido de Tandil, *Zona 3. L6*. Deslizamiento ya registrado en fotografías aéreas de la segunda mitad de la década del sesenta.

**Figura 122** .....**pág. 164**  
Tres ejemplos de impacto regulado. Los materiales movilizados por los movimientos en masa indicados permanecen almacenados como depósitos coluviales en el talud inferior, sin afectar los cursos de agua que fluyen en el MEP. *Zona 1* (Partido de Benito Juárez, **L3**), *Zona 2* (Partido de Benito Juárez, **L6**), *Zona 3* (Partido de Tandil, **L10**).

**Figura 123** .....**pág. 165**  
Partido de Benito Juárez, *Zona 1. L1*. (D): Ajuste del curso a la parte terminal de lomadas producto de la acumulación de materiales.

**Figura 124** .....**pág. 169**  
(a): Partido de Benito Juárez, *Zona 2. L42*. (b): Partido de Benito Juárez, *Zona 1. L3*. Dos ejemplos de lomadas alargadas hacia las partes elevadas del talud inferior.

**Figura 125** .....**pág. 175**  
Variación de la potencia del FETI y velocidades relativas de retroceso en una geoforma con aspecto de anfiteatro, en SPPS. Fuente: Elaboración propia.

## Capítulo 16

### *Importancia de los deslizamientos en el modelado del área de estudio*

**Figura 126** .....**pág. 191**  
Distintos estados de desarrollo en cerros modelados en las SPPS, con participación de deslizamientos. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 127** .....**pág. 192**  
Partido de Benito Juárez. *Zona 2*. A 450 m al NE de **L75**. (a): “Entrantes” de mayor jerarquía (anfiteatros incipientes). (b): “Salientes” poco desarrolladas. (c): Plataforma estructural y talud de menor jerarquía.

**Figura 128** .....**pág. 192**

Partido de Tandil. *Zona 3*. Sector de **L10, L14, L30, L33**. (a): Grandes anfiteatros. (b): FETI. (c): Banco estructural. (d): Talud de menor jerarquía. (e): Deslizamientos. (f): Remanentes de erosión del basamento cristalino.

**Figura 129** .....pág. **193**

Partido de Tandil, *Zona 3*. Sector de **L9, L11, L30**. Abra del Arroyo El Puente. (a): FETI. (b): Talud inferior. (c): MEP. (d): Talud de menor jerarquía. (e): Plataforma estructural poco cubierta. (f): Remanentes de erosión del basamento cristalino. Las flechas negras verticales, señalan algunos sectores con deslizamientos. La flecha celeste el sentido de escurrimiento del agua. La línea de trazos de color negro, indica el límite aproximado entre el talud inferior y el MEP.

**Figura 130** .....pág. **193**

Partido de Tandil, *Zona 3*. A unos 400 m al noreste de **L8** (A): FE. (B): Talud inferior. (C): “Saliente”. (D): Plataforma estructural y talud de menor jerarquía. Las caídas y vuelcos se producen a partir de los FE. (E): Sin embargo, entre ambos cerros, estos procesos han dejado de operar en el modelado del paisaje.

**Figura 131** .....pág. **194**

Partido de Tandil, *Zona 3*. Cerro sin nombre, en cuyo talud inferior se ubican **L15** y **L31**. (a): FETI. (b): Talud inferior. (c): MEP. Las flechas negras verticales señalan algunos rasgos producto de deslizamientos.

**Figura 132** .....pág. **194**

Partido de Tandil, *Zona 3*. Cerro sin nombre, a 500 m al NE de **L8**. (a): FETI prácticamente soterrado por detritos. (b): Talud inferior. La flecha de color rojo indica un remanente aislado de las SPPS.

## Capítulo 17

### *Correlaciones con otras áreas de Tandilia y consideraciones finales*

**Figura 133** .....pág. **195**

Alrededores de la ciudad de Tandil. (A): Fragmento de roca caído, de un típico bochón. (B): Fragmentos de estructuras en laja. Compárese con algunos de los ejemplos representados en el *Capítulo 11*. El fragmento de roca referido tiene unos 0,6 m de longitud.

**Figura 134** .....pág. **195**

Cerro La Movediza en la ciudad de Tandil. (A): Fragmento volcado, de un bochón. (B): Superficie inclinada. Compárese con algunos de los ejemplos representados en el *Capítulo 11*. El fragmento volcado tiene unos 2,5 m de largo.

**Figura 135** .....pág. **196**

Autódromo La Barrosa (Balcarce). (A): Cicatriz de escarpa principal en zona de arranque de materiales. (B): Escarpa secundaria. Ambos desarrollados en un talud (o ladera de detritos). (C): FE en la Formación Balcarce. La fotografía fue obtenida el 30/07/2008. Nótese la similitud de la escarpa principal con la representada en la **Figura 89**. En el sector del FE la imagen tiene unos 100 m de ancho.

**Figura 136** .....pág. **196**

Autódromo La Barrosa (Balcarce). Un detalle de la **Figura 135**. (A): Escarpa principal de unos 0,6 m de alto. (B): Bloque movilizado. Nótese, al igual que en la figura anterior el carácter “fresco” de los rasgos, indicando movimientos cercanos a la fecha de toma de la fotografía. Obsérvese la semejanza con la **Figura 94**.

- Figura 137** ..... **pág. 197**  
Ciudad de Tandil. Margen derecha de un tributario del Dique del Fuerte. (A): Escarpas de 0,2 – 0,3 m de altura en zonas de arranque de materiales. La longitud total es de aproximadamente 10 m y afecta sedimentos de la CC y en parte materiales producto de actividad humana.
- Figura 138** ..... **pág. 197**  
Ciudad de Tandil. (A): Frente escarpado producto de actividad antrópica en sedimentos de la CC. (B): Escarpas. (C): Materiales acumulados consecuencia de los deslizamientos. (D): Fracturas. El frente escarpado tiene unos 2,5 m de alto y el ancho de ambas lomadas, en la parte distal, es de aproximadamente 7 metros.
- Figura 139** ..... **pág. 197**  
Camino rural en el Partido de Azul. (A): Materiales movilizados por un deslizamiento en un frente escarpado producto de actividad antrópica. (B): Bloque caído. Los materiales (regolito) corresponden a la CC. El frente escarpado es de aproximadamente 2,8 m y el ancho de los materiales acumulados, en la parte distal, es de unos 4 metros.
- Figura 140** ..... **pág. 198**  
Cerro ubicado a unos 6,5 km al oeste de la localidad de San Manuel (Partido de Lobería) y aproximadamente a 13 km al sureste de **L8** (*Zona 3*). (A) y (B): Pseudo-deslizamientos producto de actividad minera en una ladera de detritos asociada a las SPPS. La flecha blanca señala la inclinación de la ladera. Las rojas depresiones en zonas de extracción de materiales, las azules lomadas por acumulación de los materiales y la flecha negra, un frente escarpado en las SPPS.

## ÍNDICE DE AUTORES

*Aguado, C. J. (página: 208).*  
*Aguirre, E. (páginas: 50, 204).*  
*Amos, A. (páginas: 3, 4, 204).*  
*Andreis, R. (página: 221).*  
*Antonellini, M. (página: 218).*  
*Antonini, G. (página: 205).*  
*Ardizzone, F. (página: 205).*  
*Ayala, I. A. (páginas: 64, 65, 68, 70, 161, 204).*  
*Bailleul, J. (página: 213).*  
*Barnard, P. L. (páginas: 2, 204).*  
*Bayrak, T. (páginas: 2, 221).*  
*Bengochea, J. D. (página: 208).*  
*Bertolini J. C. (páginas: 2, 204).*  
*Bertolini, D. G (páginas: 1, 2, 148, 176, 179, 204).*  
*Bloom, A. L. (páginas: 1, 2, 36, 43, 64, 65, 69, 75, 76, 152, 156, 185, 204).*  
*Borello, A. (páginas: 23, 24, 205).*  
*Bornhardt, W. (páginas: 36, 205).*  
*Bourne, J. A. (páginas: 38, 134, 205, 220).*  
*Bögli, A. (páginas: 190, 204).*  
*Brandani, A. (página: 216).*  
*Briceño, H. O. (páginas: 190, 221).*  
*Brunsdon, D. (páginas: 65, 205, 207).*  
*Burgos, J. J. (páginas: 8, 15, 205).*  
*Burton, P. (página: 214).*  
*Cabrera, A. L. (páginas: 20, 205).*  
*Cacciano, M. (página: 205).*  
*Camilión, M. C. (página: 216).*  
*Campbell, E. M. (páginas: 38, 40, 41, 42, 205).*  
*Cardinali, M. (páginas: 1, 2, 176, 177, 205, 211).*  
*Carlos Valerio, V. (página: 209).*  
*Carrara, A. (página: 211).*  
*Castellani, M. (página: 205).*  
*Cendrero, A. (páginas: 2, 176, 179, 205, 210).*  
*Ceresole, G. (páginas: 89, 205).*  
*Chanier, F. (página: 213).*  
*Chigira, M. (páginas: 2, 207).*  
*Chorley, R. J. (páginas: 174, 217).*  
*Cingolani, C. A. (páginas: 22, 24, 206).*  
*Clague, J. J. (páginas: 2, 208).*  
*Concha Dimas, A. (página: 209).*

*Corominas, J. (páginas: 161, 206).*  
*Corominas Dulcet, J. (páginas: 156, 178, 206).*  
*Corte, A. E. (páginas: 3, 206).*  
*Cortelezzi, C. R. (páginas: 22, 204, 206).*  
*Costa, C. H. (página: 210).*  
*Crozier, M. J. (páginas: 1, 2, 65, 90, 91, 182, 183, 200, 206).*  
*Cruden, D. M. (páginas: 64, 65, 69, 73, 172, 206, 207).*  
*Cuchi, R. (páginas: 22, 213).*  
*Dalla Salda, L. H. (páginas: 3, 4, 21, 22, 23, 43, 190, 195, 207, 219).*  
*Demoulin, A. (páginas: 33, 35, 41, 63, 185, 186, 190, 207, 216).*  
*De Barrio, R. E. (página: 207).*  
*De Nardo, M. T. (página: 204).*  
*De Francesco, F. O. (páginas: 3, 29, 207, 208).*  
*Del Valle, A. (página: 212).*  
*Dikau, R. (páginas: 65, 67, 68, 207).*  
*Di Paola, E. (páginas: 10, 21, 40, 57, 77, 83, 84, 195, 199, 201, 207, 214).*  
*Díaz de Terán, J. R. (página: 210).*  
*Dristas, J. A. (páginas: 22, 208).*  
*Duymovich, O. A. (páginas: 3, 208).*  
*Eisbacher, G. H. (páginas: 2, 208).*  
*Ellisondo, M. (página: 210).*  
*Ercanoglu, M. (página: 215).*  
*Ericksen, G. E. (páginas: 2, 215).*  
*EPOCH. (páginas: 65, 67, 68, 69, 75, 132, 134, 152, 155, 161, 208).*  
*Escosteguy, L. D. (páginas: 2, 208).*  
*Espizua, L. E. (páginas: 2, 208).*  
*Etcheveste, H. J. (páginas: 22, 207, 208, 218).*  
*Evans, S. G. (páginas: 2, 208).*  
*Fauqué, L. (página: 208).*  
*Fernández, R. R. (páginas: 22, 207, 208, 218).*  
*Ferrer, J. A. (páginas: 3, 215).*  
*Fidalgo, F. (páginas: 28, 56, 57, 208).*  
*Finkel, R. C. (página: 204).*  
*Flageollet, J. C. (páginas: 154, 156, 170, 208).*  
*Folguera, A. (páginas: 1, 2, 210).*  
*Frenguelli, J. (páginas: 33, 208).*  
*Gabbianelli, G. (página: 218).*  
*Galván García, A. (página: 209).*  
*Galli, M. (página: 205).*  
*García Palomo, A. (páginas: 2, 209).*

*García Yague, A. (páginas: 161, 206).*

*Geuna, S. E. (página: 208).*

*Gentile, R. O. (páginas: 3, 29, 40, 41, 86, 134, 135, 184, 190, 195, 198, 209, 210).*

*Gilbert, G. K. (páginas: 42, 210).*

*Girardi, V. (página: 218).*

*Glade, T. (páginas: 2, 206).*

*Gokceoglu, C. (página: 215).*

*González Díaz, E. F. (páginas: 1, 2, 210, 215).*

*González Díez, A. (páginas: 2, 210).*

*Gutiérrez Elorza, M. (páginas: 36, 38, 40, 41, 64, 69, 76, 136, 152, 161, 162, 182, 211).*

*Guzzetti, F. (páginas: 176, 205, 211).*

*Harrington, H. J. (páginas: 2, 211).*

*Heaman, L. M. (página: 218).*

*Higgins, C. G. (páginas: 76, 162, 211).*

*Hsu, K. Y. (páginas: 1, 211).*

*Hutchinson, J. N. (páginas: 64, 65, 66, 67, 68, 211).*

*IAEG Commission on Landslides. (páginas: 176, 178, 179, 220).*

*Iacumin, M. (página: 218).*

*Ibsen, M. L. (página: 207).*

*Imbelloni, P. (páginas: 27, 211).*

*INQUA (páginas: 154, 212).*

*INTA (páginas: 18, 19, 212).*

*Iñiguez, A. M. (páginas: 3, 4, 23, 24, 190, 195, 207, 212, 221).*

*Jakob, M. (páginas: 2, 212).*

*Jibson, R. W. (páginas: 2, 212).*

*Keefers D. K. (páginas: 2, 212).*

*Keidel, J. (páginas: 2, 3, 212).*

*Kesel, R. H. (páginas: 36, 212).*

*Kilburn, C. (página: 214).*

*Kilmurray, J. O. (páginas: 22, 23, 31, 33, 34, 40, 186, 213, 219).*

*King, L. C. (páginas: 36, 40, 173, 213).*

*Korup, O. (páginas: 140, 141, 154, 156, 163, 172, 213).*

*Kruse, E. (páginas: 158, 213).*

*Lacoste, A. (páginas: 2, 213).*

*Lambert, S. (páginas: 2, 212).*

*Laurencena, P. (páginas: 158, 213).*

*Lee, S. W. (páginas: 1, 213).*

*Leguizamón, M. A. (página: 213, 219).*

*Lema, H. (páginas: 22, 213).*

*Leone, E. (página: 206).*

*Leveratto, M. A. (páginas: 23, 214).*

*Loncke, L. (página: 213).*

*López, R. A. (páginas: 3, 214).*

*López Miguel, C. (página: 209).*

*Lutgens, F. K. (páginas: 152, 218).*

*Lyell, C. (páginas: 65, 214).*

*Mahieux, G. (página: 213).*

*Marchese, H. G. (páginas: 10, 21, 23, 57, 77, 83, 84, 195, 199, 201, 214).*

*Marcomini, S. C. (páginas: 3, 214).*

*Martinez, G. A. (páginas: 3, 171, 178, 190, 195, 214).*

*Maud, R. (página: 216).*

*McGuire, B. (páginas: 2, 214).*

*Menci, V. (páginas: 65, 222).*

*Moneda, C. P. (páginas: 3, 208).*

*Moreiras, S. M. (páginas: 1, 2, 214).*

*Mormeneo, L. (página: 211).*

*Nágera, J. (páginas: 2, 3, 4, 10, 23, 33, 34, 150, 186, 214, 215).*

*Néspolo, E. (página: 216).*

*Ocakoglu, F. (páginas: 2, 215).*

*Onions, C. T. (páginas: 65, 215).*

*Owen, L. A. (página: 204).*

*O'Loughin, C. L. (página: 218).*

*Parsons, A. J. (páginas: 137, 215).*

*Partridge T. (página: 216).*

*Pascual, R. (página: 208).*

*Pavlicevic, R. E. (página: 204).*

*Pearcej, A. J. (página: 218).*

*Peck, R. B. (páginas: 153, 166, 219).*

*Pellegrini, M. (páginas: 2, 148, 176, 204).*

*Pereyra, F. X. (páginas: 2, 3, 215).*

*Piccirillo, E. (página: 218).*

*Pinese, J. (página: 218).*

*Pizziolo, M. (página: 204).*

*Plafker, G. (páginas: 2, 215).*

*Poiré, G. (páginas: 1, 4, 23, 24, 83, 195, 212, 215).*

*Polidori, A. (página: 216).*

*Politis, G. (página: 216).*

*Quartino, B. J. (páginas: 22, 204, 216).*

*Rabassa, J. (páginas: 11, 22, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 33, 34, 35, 40, 41, 56, 58, 63, 76, 83, 84, 85, 86, 136, 183, 184, 185, 186, 189, 190, 199, 200, 201, 206, 207, 216, 221).*

Ramos, M. (páginas: 89, 216, 217).

Ramos, V. (página: 219).

Rapella, C. (página: 219).

Reichenbach, P. (páginas: 205, 211).

Renee, P. R. (página: 218).

Ribot, A. M. (páginas: 86, 184, 210, 213, 218).

Rodríguez, N. R. (páginas: 3, 206).

Salas, L. (página: 210).

Salemme, M. (página: 216).

Salvati, P. (página: 205).

Santamaría, D. (páginas: 89, 217).

Schmidt, K. H. (páginas: 174, 217).

Schrott, L. (página: 207).

Schumm, S. A. (páginas: 174, 217).

Schuster, R. L. (páginas: 1, 217).

Sharma, M. C. (página: 204).

Sharpe, C. F. S. (páginas: 64, 65, 66, 67, 68, 218).

Selby, M. J. (páginas: 75, 76, 162, 217).

Servicio Meteorológico Nacional: (páginas: 7, 217, 218).

Sidle, R. C. (páginas: 2, 218).

Simonett, D. S. (páginas: 64, 218).

Spalletti, L. A. (páginas: 1, 4, 23, 24, 83, 212, 215, 219).

Spinoglio, A. (página: 214).

Stecchi, F. (páginas: 2, 218).

Strahler, A. N. (páginas: 55, 171, 218).

Summerfield, M. A. (páginas: 1, 2, 48, 62, 64, 65, 67, 68, 69, 75, 76, 83, 137, 139, 152, 156, 161, 162, 172, 173, 186, 187, 190, 218).

Tapia, A. (páginas: 3, 33, 34, 218).

Tarback, E. J. (páginas: 152, 218).

Teixeira, W. (páginas: 22, 218).

Teruggi, M. E. (páginas: 4, 22, 23, 27, 31, 33, 34, 40, 50, 57, 63, 186, 211, 218, 219).

Terzaghi, K. (páginas: 153, 166, 219).

Thornbury, W. D. (páginas: 40, 64, 66, 152, 219).

Thorntwaite, C. W. (páginas: 8, 15, 17, 219, 252).

Twidale, C. R. (páginas: 38, 39, 40, 41, 42, 134, 135, 205, 219, 220).

Varela, R. (página: 206).

Varnes, D. J. (páginas: 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 136, 137, 152, 155, 161, 162, 171, 172, 176, 178, 179, 207, 220).

Vendeville, B. C. (página: 213).

Vidal, A. L. (páginas: 8, 15, 205).

*Vidal Romani, J. R. (páginas: 38, 39, 41, 42, 220).*

*Viera, V. O. (páginas: 2, 220).*

*Villalba, H. A. (páginas: 3, 86, 184, 198, 209).*

*Villar Fabre, J. F. (páginas: 22, 216, 220).*

*Ward, W. H. (páginas: 64, 221).*

*Willets, D. (página: 214).*

*Willis, B. (páginas: 36, 221).*

*WP/WL1. (páginas: 69, 70, 71, 72, 74, 75, 87, 93, 152, 153, 155, 170, 171, 221).*

*Wright, E. (página: 210).*

*Yalcinkaya, M. (páginas: 2, 221).*

*Yanes, C. E. (páginas: 190, 221).*

*Yatsu, E. (páginas: 64, 221).*

*Zalba, P. (páginas: 23, 24, 212, 221).*

*Zárate, M. A. (páginas: 33, 34, 40, 63, 184, 185, 186, 190, 207, 216, 221).*

*Zardini, R. (página: 204).*

*Zaruba, Q. (páginas: 65, 222).*

*Zischinsky, U. (páginas: 67, 222).*

*Introducción*

## 1.1. Introducción

Los movimientos en masa se refieren al desplazamiento de materiales en la superficie terrestre por acción de la gravedad, incluyendo rocas, detritos, componentes artificiales, o una combinación de ellos, con hielo y/o agua en cantidades variadas. Dichos movimientos representan, en ocasiones, una parte importante de los procesos exógenos que intervienen en el modelado de la superficie terrestre y de las cuencas de drenaje en particular.

Como consecuencia de su desarrollo, cantidades significativas de materiales son desplazados anualmente a lo largo de laderas de valles y parte de ellos son tomados por cursos de agua y transportados fuera de las cuencas hidrográficas hacia el mar. Participan en la evolución de valles, pendientes de laderas y generación de formas de relieve. En ciertas ocasiones, los deslizamientos pueden presentar tal actividad que los rasgos resultantes dominan el paisaje y así adquieren el carácter de proceso formativo (*Crozier, 2010*).

Las geoformas generadas por deslizamientos pueden tener poca persistencia temporal en el contexto evolutivo de un paisaje, mientras que en otros casos, pueden perdurar por algunos miles (*González Díaz y Folguera, 2006; González Díaz et al., 2006*), cientos de miles (*Moreiras, 2009; Crozier, 2010*) y aún millones de años (*Poiré y Spalletti, 2005*) para los depósitos. Los movimientos en masa son altamente diversos en magnitud (o intensidad), desplazando desde cantidades pequeñas de materiales a millones de m<sup>3</sup>, como en el caso de las denominadas avalanchas de detritos (*Bloom, 1991*) o avalanchas de rocas o “*sturzstrom*” (*Hsu, 1975*). De la misma manera, es también variable la frecuencia o recurrencia con la cual operan, presentando además importantes variaciones temporales y espaciales en su desarrollo.

En áreas determinadas pueden diferenciarse deslizamientos aislados, mientras que en otras, pueden desarrollarse cientos y aún miles de ellos, comunes estos últimos en regiones de mayor relieve (*Lee, 1981; Bertolini et al., 2002; Cardinali, et al., 2002*).

Con relación a la velocidad, varían desde eventos imperceptibles, (salvo mediante técnicas de medición), de escasos milímetros anuales, como en el caso de la reptación, a desplazamientos de materiales muy rápidos, que pueden alcanzar en el caso de las avalanchas de detritos velocidades de hasta 170 km/hora (*Bloom, 1991*) a extremadamente rápidos, cercanos a los 100 m/s como es el caso de las caídas (*Summerfield, 1991*).

Las modificaciones en el paisaje que resultan de los movimientos en masa pueden ser relativamente rápidas, como es el caso de gran parte de los deslizamientos, a extremadamente lentas, producto en este último caso, de cambios mínimos pero progresivos y acumulativos cuyos resultados, se manifiestan luego de un intervalo de tiempo prolongado, como en el caso de la reptación.

Además de su influencia como procesos destructivos, han sido en muchas ocasiones responsables de grandes perjuicios a distintos tipos de obras, como también a personas (*Schuster,*

1996; Cendrero, 1997; Cardinali et al., 2002; Bertolini et al., 2002; MacGuire et al., 2004; Crozier y Glade, 2005).

Las distintas causas que influyen en los movimientos en masa pueden asociarse a factores internos (litología y estructura) y externos (condiciones climáticas), los cuales requieren a su vez de mecanismos disparadores o desencadenantes. Entre estos últimos, se incluye la actividad sísmica (Keefer, 1984, 1999; Sidle et al., 1985; Jibson y Keefer, 1988; Pereyra y González Díaz, 1993; Espizúa et al., 1993; Escosteguy et al., 1999; Barnard, et al., 2001; González Díaz et al., 2006), intensas precipitaciones (Ocakoglu et al., 2002; Chigira, 2002), cambios climáticos (Evans y Clague, 1994, González Díez et al., 1996; Jakob y Lambert, 2009), variaciones en los niveles de las aguas subterráneas (Yalcinkaya and Bayrak, 2002) fusión de nieve o hielo (Bloom, 1991), erosión por acción fluvial (Lacoste et al., 2009) y actividad antrópica (Barnard et al., 2001, García Palomo et al., 2006).

Aunque los movimientos en masa se desarrollan de manera más espectacular y son muy comunes en sectores de mayor relieve (Plafker y Ericksen, 1978; Eisbacher y Clague, 1984; Bertolini y Pellegrini, 2001; Gonzalez Díaz y Folguera, 2006; Gonzalez Díaz et al., 2006; Viera, 2006; Moreiras, 2006), su actividad no es desconocida en regiones de características topográficas más exiguas (Bertolini, 1982). En áreas de relieve bajo, los movimientos en masa suelen producirse como consecuencia de desplazamientos de materiales en regiones periglaciaarias (Summerfield, 1991), en escarpas de erosión fluvial y marina y como consecuencia de expansiones laterales. Otras veces son impulsados por actividad antrópica, mediante la construcción de excavaciones para edificación, rutas y galerías subterráneas debido a actividad minera (Stecchi et al., 2009).

Adicionalmente, el desarrollo de movimientos en masa y su influencia en el modelado del paisaje, no es privativo de la Tierra, ya que evidencias concretas de algunos de estos procesos han sido reconocidas en algunos planetas y lunas del sistema solar (Summerfield, 1991).

## 1.2. Antecedentes

Las referencias de movimientos en masa en el ámbito de la provincia de Buenos Aires se remontan a la primera mitad del siglo XX (Keidel, 1916). Algunas de ellas corresponden a trabajos específicos que consideran algunos aspectos de los deslizamientos, mientras que, en muchas oportunidades, este tema no representa el núcleo de las contribuciones. De todas ellas, la mayor parte se relaciona con las áreas de mayor relieve de la Provincia, representadas por los cordones serranos de Tandilia (Nágera, 1932; 1940) y Ventania. Sin embargo, se ha hecho referencia a deslizamientos en sectores de menor relieve aunque, donde se los ha citado, dichos sectores se caracterizan por presentar un gradiente importante localmente.

En el ámbito fisiográfico de Ventania, las citas tempranas se deben a Keidel (1916) quién ya diferencia depósitos originados por estos procesos. Posteriormente, Harrington (1936) reconoció

distintos tipos de deslizamientos en el mismo cordón serrano. En la década del sesenta, en estudios sobre cavernas de la provincia de Buenos Aires, se hace referencia a bloques desprendidos en cuevas desarrolladas en sedimentitas del Paleozoico (*Duymovich y Moneda, 1965*). Los depósitos diferenciados por *Keidel (1916)*, fueron posteriormente interpretados como correspondientes a lóbulos de soliflucción (*Corte y Rodríguez, 1971*). *De Francesco (1992)* para el mismo ámbito caracteriza depósitos antiguos originados por movimientos gravitacionales no encauzados, de corto recorrido, similares a flujos de tierra. *Pereyra y Ferrer (1995)* diferencian en el flanco nororiental del cordón serrano referido, distintos tipos de movimientos en masa.

Para el ámbito de Tandilia *Tapia (1937)* diferencia derrumbes que afectan los Estratos de la Tinta (*Nágera, 1932*) vinculados a la caverna Ojo de Agua en la sierra de la Vigilancia, hacia el extremo sureste del cordón serrano. *Duymovich y Moneda (1965)* diferenciaron bloques desprendidos en laderas como también en cavernas, ambas desarrolladas en cerros modelados en sedimentitas paleozoicas, las que fueron agrupadas como Cuarcitas Balcarce (*Amos et al., 1972*) y posteriormente, Formación Balcarce (*Dalla Salda e Iñiguez, 1979*). En el área de las Sierras de Balcarce se han diferenciado distintos procesos de remoción en masa, tales como caídas, soliflucción, deslizamientos, flujos y reptación (*Martínez, 2001*). Más recientemente, fueron reconocidos distintos tipos de movimientos en masa en sectores localizados de los partidos de Tandil, como los correspondientes al extremo S (*Gentile y Villalba, 2003a; 2003b; Gentile, 2005; Gentile, 2006; 2007; 2009a*) y NE del partido de Benito Juárez (*Gentile, 2008a; 2009b*). Estas contribuciones se vinculan con deslizamientos reconocidos principalmente en laderas de detritos y en frentes escarpados, ambos en cerros modelados en sedimentitas de edad pre - Paleozoico superior.

Otras referencias en el ámbito del cordón serrano considerado, han tratado parcialmente deslizamientos producidos en laderas de cerros labrados en basamento cristalino en los alrededores de la ciudad de Tandil (*Gentile, 2007; 2008b; 2009c*).

A éstos deben agregarse algunas contribuciones que han puntualizado la intervención del hombre como impulsor de deslizamientos. Éstos produjeron asentamientos y colapsos por cavidades en el subsuelo, debido a antiguas prácticas mineras en la ciudad de Tandil (*Gentile y Villalba, 2008*), como asimismo, principalmente caídas en frentes escarpados producto de actividad humana relacionada con la construcción de caminos (*Gentile, 2007, 2008b*). Los primeros afectaron materiales de unidades litoestratigráficas asignadas al Cenozoico superior (y también producto de actividades humanas) y los restantes, provocaron además del desplazamiento de componentes sedimentarios del Cenozoico superior, el de rocas del basamento cristalino de edad Proterozoico (*Dalla Salda et al., 2005*).

Referencias a movimientos en masa en sectores de menor relieve, pero localmente de gradientes importantes, han sido señaladas para la región costera de la provincia con desarrollo de acantilados marinos, en sedimentos y sedimentitas, asignados al Cenozoico superior (*Duymovich y Moneda, 1965; Marcomini y López, 2000; Marcomini et al., 2007*).

Para el sector central de Tandilia debe señalarse que, si bien existen contribuciones como las previamente citadas, éstas corresponden en algunos casos, a sectores muy localizados, mientras que en otros se han desarrollado aspectos morfológicos generales de las geoformas producto de deslizamientos, sin haberse considerado los mecanismos de formación de muchos de los procesos que se desarrollan.

Asimismo, los deslizamientos (aunque de naturaleza subácuea) de edad Proterozoico no serían desconocidos en secuencias sedimentarias asignadas a esta edad, desarrolladas en sectores de Tandilia. Al respecto, en Cuchilla de Las Aguilas, algunos suaves plegamientos, de decímetros a metros de longitud de onda y poca amplitud, ilustrados por *Nágera (1940)*, quizás correspondan a plegamientos de tipo gravitacional, con despegue de los estratos plegados de la base y formación de curvas anticlinales bajas (*Teruggi, 1968*). Asimismo, procesos de remoción en masa, fueron señalados en la parte superior del Miembro Dolomítico de la Formación Sierras Bayas (*Dalla Salda e Iñiguez, 1979*) en el Cerro Matilde, en la localidad de Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires (*Amos et al., 1985*). Más recientemente *Poiré y Spalletti (2005)* han señalado que niveles de diamictitas, desarrollados en la parte basal de la Formación Cerro Largo (*Poiré, 1993*) podrían corresponderse con clastos erráticos o con procesos de “*slumps*” o ambos casos a la vez. Agregando además que: “Determinar si estas diamictitas son de origen glacial o de flujos subácueos, es materia de estudio, ya que podrían ser parte de las glaciaciones del Sturniano (720-740 Ma)” (*Poiré y Spalletti, 2005*).

### 1.3. Ubicación del área

El sector de estudio se ubica hacia el SE de la provincia de Buenos Aires, en las cabeceras de las cuencas de drenaje del Río Quequén Grande y arroyos Chapaleofú y Napaleofú, integrantes de la vertiente S de Tandilia, en el primer caso y N en los dos restantes. Dentro de este sector, que forma parte de los partidos de Tandil, Benito Juárez y Necochea, fueron seleccionadas para el estudio tres zonas que en conjunto, cubren una superficie de unos 465,09 km<sup>2</sup>, las que se encuentran representadas en las hojas topográficas del I.G.M. en escala 1:50.000: Barker, Estancia La Pacífica y Almacén La Numancia (*Figura 1a*).

La *Zona 1* (Sector: Cuchilla de Las Aguilas, Cerro Gruta de Oro y aledaños) tiene una superficie de 174,32 km<sup>2</sup>, dentro de la cual, exceptuando un exiguo sector en el extremo NO de 0,38 km<sup>2</sup> situado en el partido de Tandil, el resto del área se desarrolla principalmente en el extremo oriental del partido de Benito Juárez (*Figura 1b*).

La *Zona 2* (Sector: Sierra la Juanita y cerros adyacentes), aledaña a la anterior, presenta una superficie de 157,77 km<sup>2</sup> de los cuales alrededor de 80,59 km<sup>2</sup> se desarrollan en el extremo E del partido de Benito Juárez, 73,94 km<sup>2</sup> se ubican hacia el S del partido de Tandil y el restante (3,24 km<sup>2</sup>) en el extremo N del partido de Necochea (*Figura 1c*).

FIGURA 1

La *Zona 3* (Sector: Extremo sur del partido de Tandil) se ubica a 5 km al este de la *Zona 2* y tiene una superficie de 133 km<sup>2</sup>, de los cuales alrededor de 130 km<sup>2</sup> se desarrollan en el extremo S del partido de Tandil y 3 km<sup>2</sup> en el sector NO del partido de Necochea (*Figura 1d*).

#### **1.4. Objetivos**

El objetivo general es caracterizar los movimientos en masa en las tres zonas de estudio, analizando su distribución, causas y desencadenantes (mecanismos disparadores) que controlan su ocurrencia.

Los objetivos particulares que convergen al principal son:

- Analizar las principales características morfológicas y geológicas, confeccionándose para tal fin mapas geomorfológicos y geológicos en escala 1:20.000 de las zonas involucradas.
- Establecer las relaciones entre litología - morfología y movimientos en masa asociados.
- Reconocer, mapear, caracterizar, sistematizar e interpretar los movimientos en masa en las zonas consideradas.
- Generar un inventario o catálogo de las localidades con movimientos en masa.
- Identificar aquellos sectores integrantes del paisaje con amenaza de movimientos gravitacionales.
- Definir la dinámica geomorfológica – climática que allí opera y que hoy, al menos en el área y en gran parte del cordón serrano, no se dispone de ella.
- Establecer (en aquellos casos que la situación lo permita) una cronología, principalmente relativa de los movimientos en masa.
- Plantear mecanismos de generación.

#### **1.5. Fundamentos**

Uno de los aspectos considerados en la elección del tema propuesto se vincula al hecho que, en la provincia de Buenos Aires, la situación actual del conocimiento de los procesos de movimientos en masa, muestra una marcada desigualdad frente a otras especialidades de las ciencias geológicas y geomorfológicas en particular. La carencia de una mayor información, contrasta con otras partes del territorio nacional, estas últimas, en general, provenientes de sectores con mayores potenciales morfogenéticos. La falta de estudios a nivel regional que permitan conocer adecuadamente su desarrollo y mecanismos de formación, es, en gran medida, la causa de esta problemática.

Otra de las particularidades consideradas se relaciona con el hecho que, el uso de una parte importante del espacio físico en los sectores serranos de Tandilia y del área de estudio en particular, ha ido en constante aumento como consecuencia de un fuerte intercambio entre oferta y demanda,

vinculadas a distintos tipos de gestiones sociales. Estas involucran actividades industriales, agropecuarias, deportivas, turísticas, culturales y de desarrollo urbano. Algunas de ellas, hasta hace poco tiempo atrás, infrecuentes en la zona considerada. Parte de estas actividades se desarrollan en laderas de detritos y frentes escarpados, ambos componentes morfológicos con claras manifestaciones de haber sido afectados por movimientos en masa. Esta situación, sumada a las evidencias de reactivaciones de los deslizamientos en distintos sitios de las laderas de detritos señaladas, indicaría la amenaza y riesgo potencial de los movimientos en masa en las zonas consideradas. Los sectores de estudio propuestos presentan además, similitud en las características físicas a las de otros sectores del ámbito serrano, donde los procesos de remoción en masa, pueden tener similar desarrollo, pudiéndose de esta manera, establecer correlaciones preliminares del comportamiento de los materiales en las laderas, dentro de áreas mayores de Tandilia. El conocimiento básico de los procesos de movimientos en masa es el primer paso en el establecimiento de pautas vinculadas al uso racional de las tierras y la constante información que se vaya obteniendo, permitirá generar mecanismos cada vez más eficientes de planificación.

## **1.6. Material utilizado**

En el desarrollo de la tesis se utilizaron mapas topográficos (escalas: 1:50.000, 1:100.000 y 1:500.000 del IGM), material aerofotográfico: fotografías aéreas y fotomosaico, en escala 1:20.000 del INTA (década del sesenta) y Ministerio de Obras Públicas (MOP) de la provincia de Buenos Aires (década del ochenta). A este material se agrega el uso de imágenes de satélite (Google Earth, versión libre) y en un sector localizado de la *Zona 3* fotografías aéreas escala 1:40.000 del ministerio referido (década del ochenta). Una síntesis del material cartográfico, aerofotográfico y satelital que fuera utilizado, se muestra en las *Tablas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10*.

Los datos climáticos de temperatura y precipitación que se adjuntan, fueron obtenidos de estadísticas del *Servicio Meteorológico Nacional (S.M.N.)* (1965, 1981, 1986, 1992). Los datos de lluvias corresponden a las estaciones Tandil (Aero: 37° 14' S, 59° 15' O; altitud: 175 m), López Juárez (López: 37° 32' S, 59° 34' O; altitud: 233 m) y Balcarce (INTA: 37° 45' S, 58° 18' O; altitud: 130 m). Asimismo, se anexa el registro de lluvias de la Estancia Santa Rosa, ubicada en el extremo NO de la *Zona 3 (Figura 1d)*. El mismo fue obtenido con un pluviómetro, instalado dentro de los límites de dicha estancia y abarca el período 1972-2009.

La información general acerca de los principales tipos de suelos que se desarrollan en el área, fue tomada del Mapa de Suelos de la provincia de Buenos Aires en escala 1:500.000 del INTA, mientras que un mayor detalle, fue obtenido a partir de la Carta de Suelos de la República Argentina, en escala 1:50.000 de la misma institución.

El levantamiento planialtimétrico de las escarpas “recientes”, como asimismo los perfiles topográficos que se presentan en el *Capítulo 11*, fue realizado con teodolito. La representación inicial de los datos de campo (cotas, distancias y ángulos) fue realizada con el programa SDR MAP. Este “software” topográfico realiza, entre otras operaciones, las curvas de nivel y por extensión mapas topográficos de una zona en particular a partir de los datos de cotas obtenidos en el terreno.

Las mediciones correspondientes a direcciones de rumbo e inclinación de estructuras (principalmente diaclasas), fueron obtenidas con brújula Brunton y las coordenadas geográficas en el terreno con GPS.

Para el análisis, interpretación y mapeo realizado a partir de las fotografías aéreas, se utilizó estereoscopio de bolsillo.

El material gráfico fue confeccionado con el programa Corel Draw y la obtención de distintos parámetros climáticos como asimismo parte de los gráficos de lluvias con el programa Excel.

El material gráfico fue completado con la toma de fotografías en las que se indican las distintas geoformas “antiguas” y “recientes” generadas por procesos de remoción en masa y otros rasgos integrantes del paisaje desarrollado en el área.

## **1.7. Método de trabajo**

El método adoptado para alcanzar los objetivos en el área de estudio involucró un conjunto de tareas desarrolladas mediante actividades de campo y gabinete.

Los trabajos de campo tuvieron como objetivos el reconocimiento e interpretación de las geoformas y componentes geológicos, chequeo de los mapas confeccionados en gabinete, confección de perfiles topográficos en sectores de laderas preestablecidos y consultas a vecinos del área con respecto a la fecha estimada de formación de rasgos producto de deslizamientos, como asimismo de elementos asociados.

Los datos climáticos de las estaciones Tandil (Aero), López Juárez (López) y Balcarce (INTA), fueron utilizados con el objetivo de “encerrar” el área de trabajo, ya que, dentro de ella y en las tres zonas propuestas en particular, no se ubican estaciones pluviométricas oficiales. Asimismo, el registro de dichas estaciones permitió confrontar los datos de lluvias no oficiales, proporcionados por el propietario de la Estancia Santa Rosa. Con el objetivo de convalidar dichos datos fue realizado un análisis de masas, comparando los datos de lluvias de dicha estancia con los registrados en la estación meteorológica Tandil.

Para la caracterización climática del área, fue utilizado el método de *Thornthwaite (1948)*, desarrollado en *Burgos y Vidal (1951)*. Los datos de lluvias y temperaturas utilizados, correspondieron a las estaciones Tandil, Balcarce y López Juárez.

Los mapas topográficos de menor escala fueron utilizados para representaciones gráficas generales del área y las fotografías aéreas para la representación de mayor detalle, con finalidades específicas.

La elaboración de los mapas geológicos y geomorfológicos fue un prerequisite al estudio de los movimientos en masa. Esto tuvo como objetivos: reconocer la asociación entre los deslizamientos producidos en el área y los tipos litológicos y geoformas desarrollados y específicamente la distribución de los deslizamientos en las laderas de detritos diferenciadas.

En la identificación de reactivaciones en el área fueron utilizados criterios objetivos (o directos), los cuales indican por sí solos desarrollo de reactivaciones y criterios subjetivos (o indirectos), los cuales se sustentan en determinadas características morfológicas de los deslizamientos.

A los fines de no sobrecargar con trazas las laderas de detritos en los mapas geomorfológicos, se han representado con signos sólo parte de los componentes del paisaje correspondientes a anfiteatros, laderas esparcidoras y concentradoras de agua, como asimismo algunas de las morfologías escalonadas desarrolladas en las laderas referidas.

Los sectores de las laderas de detritos con evidencias de movimientos en masa de distintos tipos, se agruparon como **localidades** y son referidas en el texto con la letra **L**, seguida de un número (ambos en negrita); por ejemplo **L1**.

En los mapas geológicos (**Figura I**, **Figura II** y **Figura III**) de las tres zonas de estudio, por debajo de los detritos de ladera (fundamentalmente en el talud inferior), podrían ubicarse en parte, además de las ya representadas, secuencias rocosas del basamento cristalino.

*Generalidades*

## 2.1. Caracteres fisiográficos e hidrográficos del área

Las características fisiográficas generales del área, dentro de la cual se ubican las tres zonas de estudio, son típicas del ámbito serrano de Tandilia (*Nágera, 1940*), e integran dos sectores con características bien definidas y contrastantes. Uno de ellos, presenta mayor relieve y valores de pendiente y está representado por serranías bajas, que integran cerros y lomadas modelados en rocas del basamento cristalino, secuencias principalmente silicoclásticas y carbonáticas y laderas con materiales detríticos inmediatamente adyacentes. Este sector, que presenta un mayor desarrollo, aunque discontinuo y dirección general NO – SE, posee su cota máxima en Sierra La Juanita (524 m), la mayor altura del cordón serrano de Tandilia. El sector restante, que gradúa al anterior, presenta menor relieve, exigua expresión morfológica y bajos valores de pendiente, desarrollándose en secuencias sedimentarias principalmente limosas del Cenozoico superior. Se ubica en los tramos interserranos y periserranos y en las adyacencias de las *Zonas 1* y *2* presenta una mayor extensión hacia el O y S preferentemente.

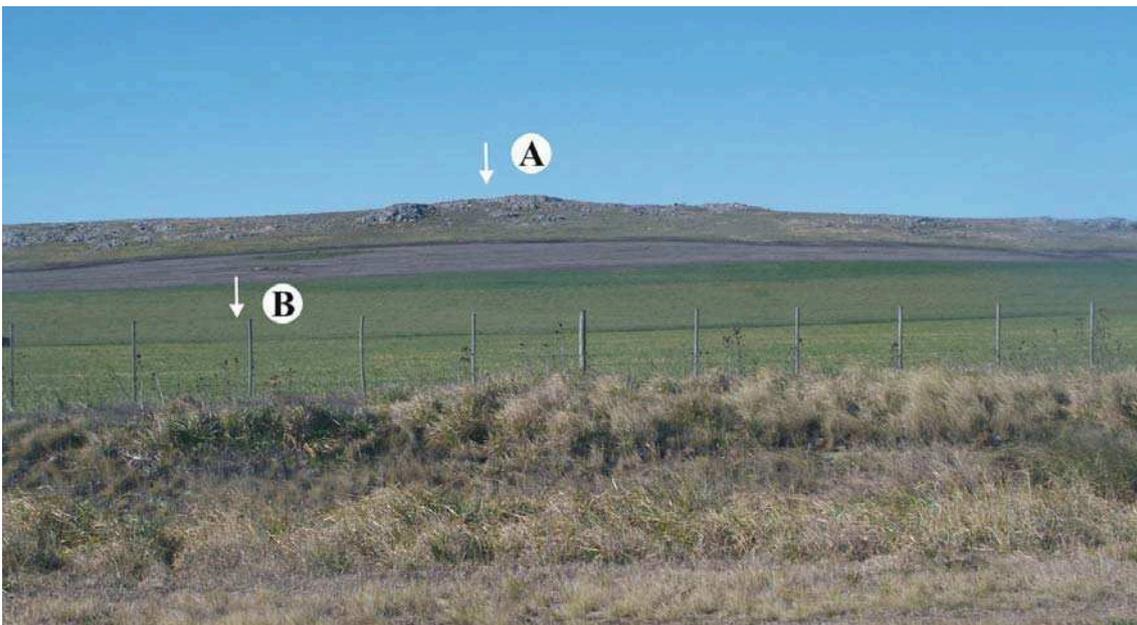
El área de estudio se ubica en la zona de divisoria principal del cordón serrano de Tandilia y los excedentes hídricos allí generados son dirigidos fuera de la misma, hacia el Océano Atlántico, a través de dos direcciones de drenaje principales. Una de ellas transporta el escurrimiento superficial a lo largo de distintas cuencas tributarias del Río Quequén Grande y la restante lo hace en el extremo NE, a través de la cuenca de drenaje del Arroyo Napaleofú y en el sector central mediante la cuenca del Arroyo Chapaleofú (*Figura 1a*).

## 2.2. Fisiografía e hidrografía de las zonas consideradas

La *Zona 1* (*Figura 1b*), en particular, se caracteriza por un sector de mayor relieve y otro de relieve más exiguo (*Figuras 2, 3*). El primero está integrado por serranías de escasa altura relativa modeladas principalmente en sedimentitas pre – Paleozoico superior (en adelante SPPS) y en secuencias rocosas asignadas al Complejo Buenos Aires (*Marchese y Di Paola, 1975*). La denominación SPPS es utilizada informalmente para reunir conjuntos rocosos o unidades litoestratigráficas que se ubican dentro del intervalo Precámbrico tardío - Ordovícico. Esto fue realizado, teniendo en cuenta los objetivos del estudio, con el propósito de hacer referencia de forma conjunta a estas secuencias rocosas de edades diferentes. La cota máxima en el sector de mayor relieve de esta zona, es 438 m y se ubica en el extremo E de Cuchilla de Las Aguilas. La cota menor, en el ámbito de suave relieve, es de menos de 220 m en el extremo SO, lo que da un relieve local cercano a 218 metros. Otras elevaciones con cotas mayores a 400 m corresponden al Cerro El Sombrerito (435 m) y Cerro Gruta de Oro (mayor a 400 m), ubicados inmediatamente al N y O de Cuchilla de Las Aguilas. A partir de esta última, las alturas van disminuyendo hacia los extremos S y N, aunque en

este último sector, se ubican algunos cerros, en general, con alturas menores a 400 m, tales como el Cerro Guacho (332 m) y los ubicados en la Estancia San Miguel (mayores a 320 m), al O de la Estancia La Concordia (cercano a 300 m), el Cerro sin nombre 1 (360 m) y aquellos desarrollados al N y SE de la localidad de Barker, ambos con algo más de 330 metros. Los cerros labrados en las SPPS, presentan su mayor desarrollo en el sector medio de la zona con una dirección predominante E – O, que en gran parte se hallan agrupados y en general alargados, algunos, en dirección E – O como es el caso de Cuchilla de Las Aguilas, otros, como el Cerro Gruta de Oro y el Cerro sin nombre 2 ubicado al SO de aquel tienen una dirección NE-SO y otros como el Cerro sin nombre 1, dirección NO.

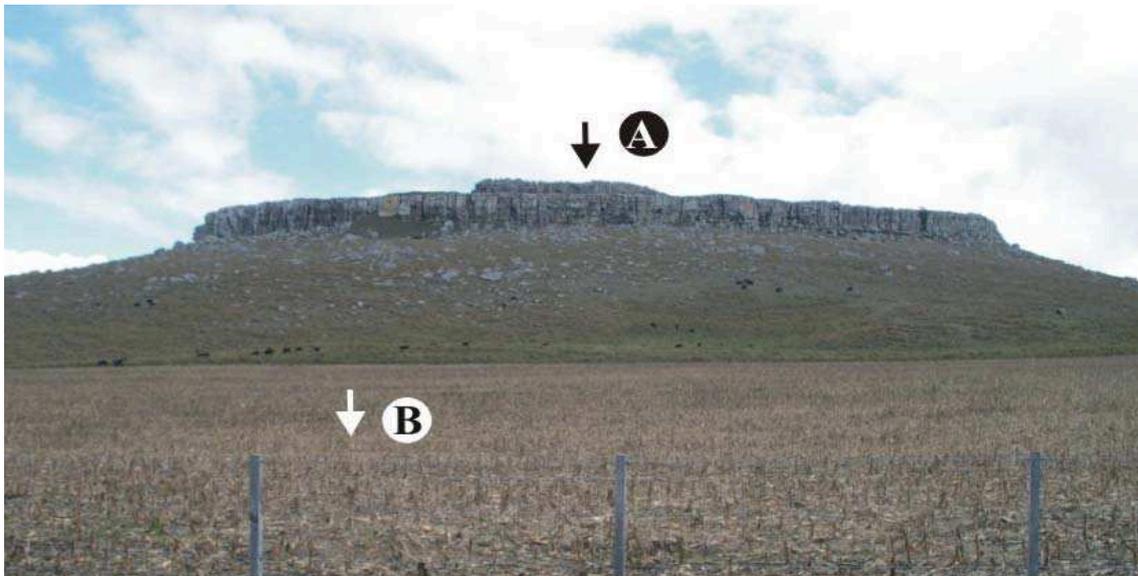
Los modelados en el Complejo Buenos Aires se ubican con preferencia en el extremo N de la zona, integrando lomadas en general dispersas, distintas a aquellas referidas en primer término. A partir del pie de las laderas que bordean los cerros labrados en las SPPS y Complejo Buenos Aires, se desarrolla un sector de suave relieve modelado en la Cubierta Cenozoica (en adelante CC) sedimentaria. Esta cubierta está coronada por sedimentos de la Formación Las Ánimas, los que sobreyacen a depósitos de las formaciones Vela y Barker, unidades definidas por *Rabassa (1973)*. Aquí, se desarrollan lomadas de escasa altura relativa que integran áreas interfluviales y limitan líneas de bajo.



**Figura 2:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. (A): Sector de mayor relieve, modelado a partir de componentes rocosos asignados al Complejo Buenos Aires y detritos de ladera asociados. (B): Sector de menor relieve, integrado por secuencias integrantes de la CC (= Cubierta Cenozoica). El ancho de la imagen en el sector de mayor relieve es de unos 800 metros.

A partir de la divisoria de aguas topográfica principal de la Zona 1, se establecen dos sistemas de drenaje, uno de ellos corresponde en gran parte a la cuenca del Río Quequén Grande, la que tiene un desarrollo superficial de 169,96 km<sup>2</sup> (97,5% del área de la zona). El restante, que forma parte de la cuenca del Arroyo Chapaleofú, tiene 4,36 km<sup>2</sup> (2,5% de la superficie de dicha zona) y se ubica en el

extremo NE (*Figura 1b, Tabla 11*). El diseño de drenaje general del sector en su parte central es aproximadamente radial con cursos de agua que descienden de los cerros ubicados en el núcleo principal, estableciéndose de esta manera un escurrimiento hacia los cuatro puntos cardinales. Los que drenan al E son cursos que tributan sus aguas a un curso principal innominado que, con dirección principal N-S pasa por la localidad de Barker. Este curso, conjuntamente con el Arroyo Los Sauces que drena en dirección O, son los principales que se desarrollan en esta zona.



**Figura 3:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. (A): Sector de mayor relieve, integrado por SPPS (= Sedimentitas pre – Paleozoico superior) y detritos adyacentes de ladera. (B): Sector de menor relieve, conformado por secuencias de la CC. El ancho de la imagen en el sector de mayor relieve es de unos 600 metros.

La Zona 2 (*Figura 1c*) se caracteriza al igual que la anterior por un sector de mayor relieve modelado en secuencias rocosas del basamento cristalino y SPPS y otro menos marcado, generado a partir de secuencias sedimentarias correspondientes a la CC. La mayor altura es de 524 m y se ubica en Sierra La Juanita en el sector central de la zona. A partir del sector central en Sierra La Juanita, las alturas van disminuyendo hacia el N y S, donde se encuentran cotas menores a los 250 m bordeando el sistema serrano, lo que da un relieve de algo más de 270 metros. Considerada a partir de la cota mayor (524 m), la pendiente regional hacia el N es del orden del 5%, mientras que aquella hacia el S es del orden del 3,5%. Los cerros modelados en las SPPS presentan en general un aspecto alargado, pudiendo alcanzar en algunos casos 7 km de longitud. En un sector importante de la zona predominan cerros de dirección NE-SO y N-S y en menor proporción NO-SE. Los procesos erosivos en las secuencias de las SPPS han modelado valles paralelos a subparalelos delimitados por los cerros citados. Suelen presentarse, en muchas de las cabeceras de los valles, rasgos con aspecto de anfiteatro muy característicos modelados a partir de las SPPS y laderas de detritos asociadas.

Los cerros labrados en rocas del basamento cristalino, son en general de menores dimensiones que los anteriores y pueden presentar un aspecto equidimensional, pudiendo desarrollarse aislados o unidos a los modelados en las SPPS. A partir del pie de las laderas que bordean los cerros del área se desarrolla un sector de relieve más suave modelado en secuencias de la CC. Este ámbito se integra por lomadas de un relieve local escaso, coronadas por depósitos de la Formación Las Ánimas, las que delimitan sectores deprimidos.

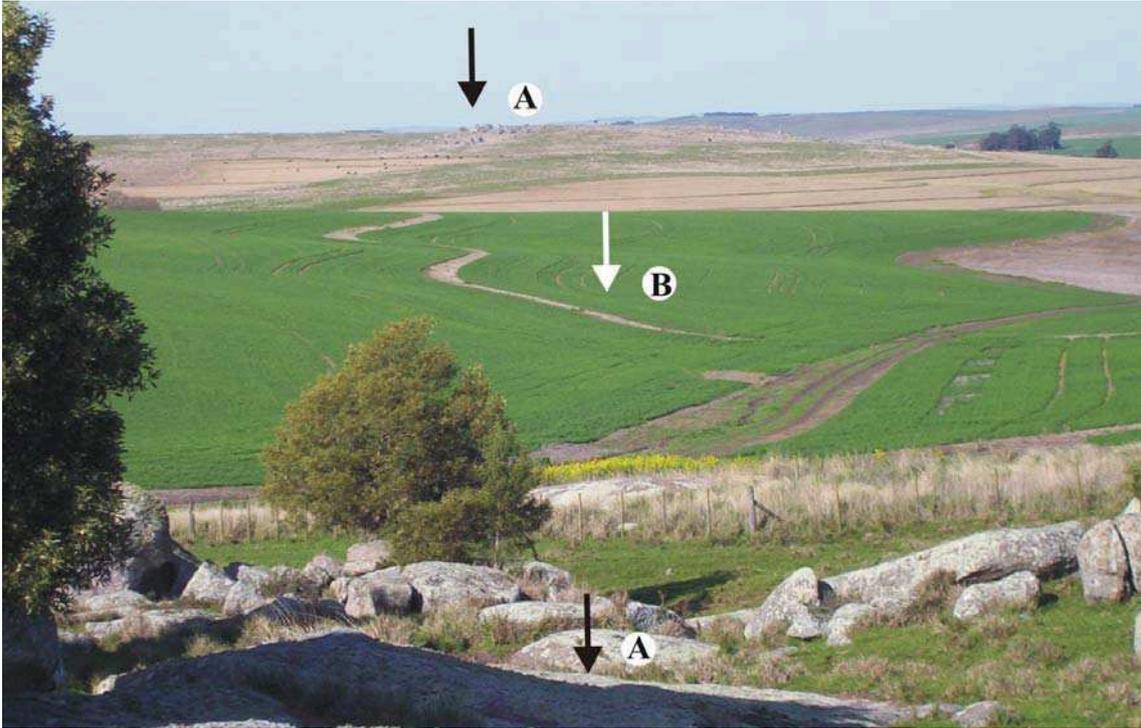
Considerando la divisoria de aguas topográfica principal, se establecen dos sistemas de drenaje, uno de ellos corresponde a la cuenca del Río Quequén Grande y el restante, a la del Arroyo Chapaleofú (*Figura 1c*). La primera de 102,53 km<sup>2</sup> y la restante de 55,24 km<sup>2</sup>, valores que representan 65% y 35% del área de la zona considerada, respectivamente (*Tabla 11*).

En gran parte de los sectores de cabeceras de la cuenca del Río Quequén Grande, la dirección del escurrimiento es predominantemente hacia el S con un sector cercano al extremo N y otro en el E, en el cual las direcciones son hacia el NO y E, respectivamente. El escurrimiento hacia el S se realiza a través de cursos de agua con nacientes en sectores adyacentes a Sierra La Juanita, de los cuales los arroyos Calaveras y Diamante son dos de los más importantes. El escurrimiento hacia el E dirige los excedentes hídricos al Arroyo Quequén Chico, el cual los conduce hacia el Río Quequén Grande. En el extremo N, la dirección NO del escurrimiento dentro de la zona, tuerce ya en la adyacente *Zona 1* y cerca de los límites con la zona considerada hacia el S, conduciendo las aguas fuera del área, hacia el Río Quequén Grande, colector principal del sistema.

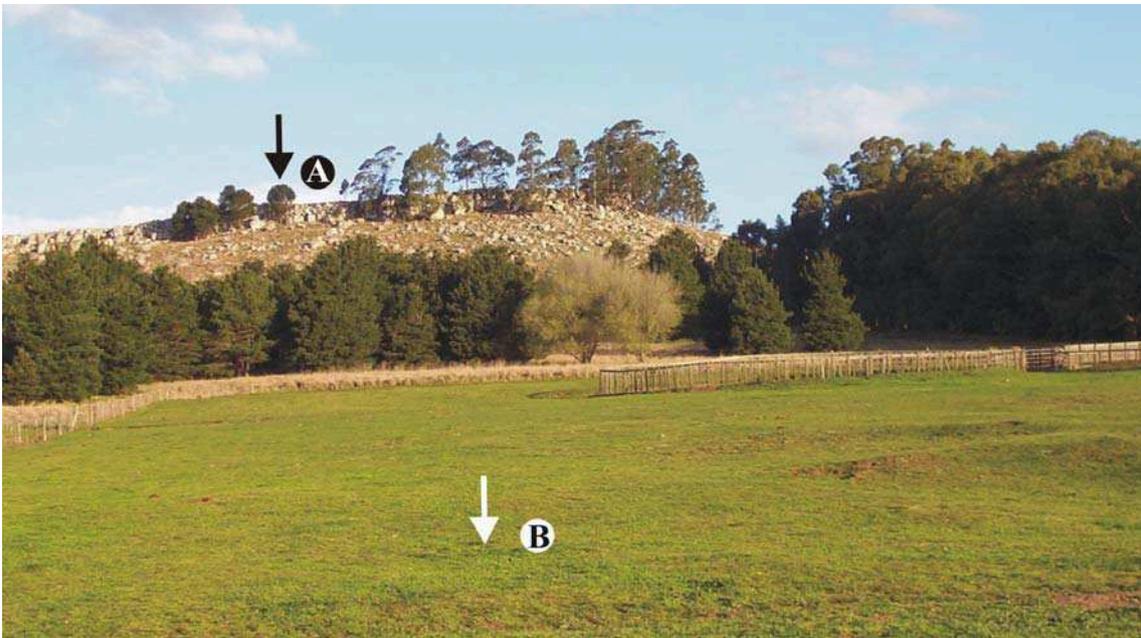
La dirección de drenaje dominante en las cabeceras de la cuenca del Arroyo Chapaleofú es hacia el N, evacuándose las aguas a través de cursos sin nombre que nacen en las inmediaciones de la divisoria principal en el ámbito serrano de mayor relieve.

En la *Zona 3 (Figura 1d)*, al igual que las previas, es factible el reconocimiento de sectores de mayor y menor relieve, labrados en los mismos componentes geológicos que los referidos para las *Zonas 1 y 2 (Figuras 4, 5)*. La mayor altura es 403 m y se ubica hacia el N de la zona, en el sector septentrional del Cerro Largo y la menor se encuentra en el extremo SO, con algo menos de 200 m, lo que da un relieve local de un poco más de 200 metros. Algunos cerros, como los ubicados al O del Cerro Largo y entre los arroyos Las Ovejas y El Puente, presentan alturas mayores a 380 m, mientras que otros, como aquel ubicado al O del último de los arroyos citados, alcanzan cotas de algo más de 400 metros.

En el sector de mayor relieve y modelados en las SPPS, predominan cerros, cuya orientación general es N-S y NE-SO y otros con dirección E-O. Algunos, como en el caso del Cerro Largo alcanzan longitudes de un poco más de 8 kilómetros. En el extremo NE de la zona el relieve se encuentra labrado principalmente, en secuencias del Complejo Buenos Aires, con desarrollo de cerros de aspecto en general equidimensionales.



**Figura 4:** Partido de Tandil, *Zona 3*. (A): Sector de mayor relieve, integrado por componentes rocosos del Complejo Buenos Aires y detritos de ladera. (B): Sector de menor relieve, en secuencias de la CC. El ancho de la imagen en el sector del alambrado es de aproximadamente 40 metros.



**Figura 5:** Partido de Tandil, *Zona 3*. (A): Sector de mayor relieve, integrado por componentes rocosos de las SPPS y detritos adyacentes de ladera. (B): Sector de menor relieve, modelado en la CC. El alambrado hacia el sector medio de la imagen tiene aproximadamente 40 m de largo.

El sector de menor relieve se desarrolla adyacentemente al anterior, modelado en secuencias del Cenozoico superior. Lomadas de escasa altura relativa, líneas de bajo y la planicie de inundación del Arroyo Quequén Grande conforman los rasgos fisiográficos más significativos.

El escurrimiento superficial en esta zona es conducido, a partir de la divisoria de aguas principal, a través de dos sistemas de drenaje, representados por las cuencas del Río Quequén Grande y Arroyo Napaleofú (*Figura 1d*). La primera con un desarrollo superficial de 117 km<sup>2</sup> y la restante de 16 km<sup>2</sup>, 88% y 12% del área total de la zona considerada, respectivamente (*Tabla 11*).

Dentro de los límites de la *Zona 3*, la dirección del escurrimiento superficial en las cabeceras de la cuenca del Río Quequén Grande, se establece fundamentalmente hacia el S, con una parte mínima que lo hace hacia el N y otra al E. La primera de las direcciones mencionadas se realiza a través de tres cursos colectores importantes, los que, de O a E, están representados por los arroyos Quequén Chico, Las Ovejas y El Puente, los que drenan hacia el río antes referido. Hacia el N, el escurrimiento se realiza a través de cursos innominados, los que, fuera de los límites de la zona vuelcan sus aguas al Arroyo Quequén Grande y posteriormente en el río homónimo. La restante, se realiza a través de cursos innominados que tributan al Arroyo Quilacinta y por medio de este al Río Quequén Grande.

El drenaje en la cuenca del Arroyo Napaleofú se ubica en el extremo NE de la zona, transfiriéndose las aguas a través de cursos sin nombre de jerarquía menor y dirección N y E, los que tributan al Arroyo Napaleofú Chico y más allá, al colector referido en primer término.

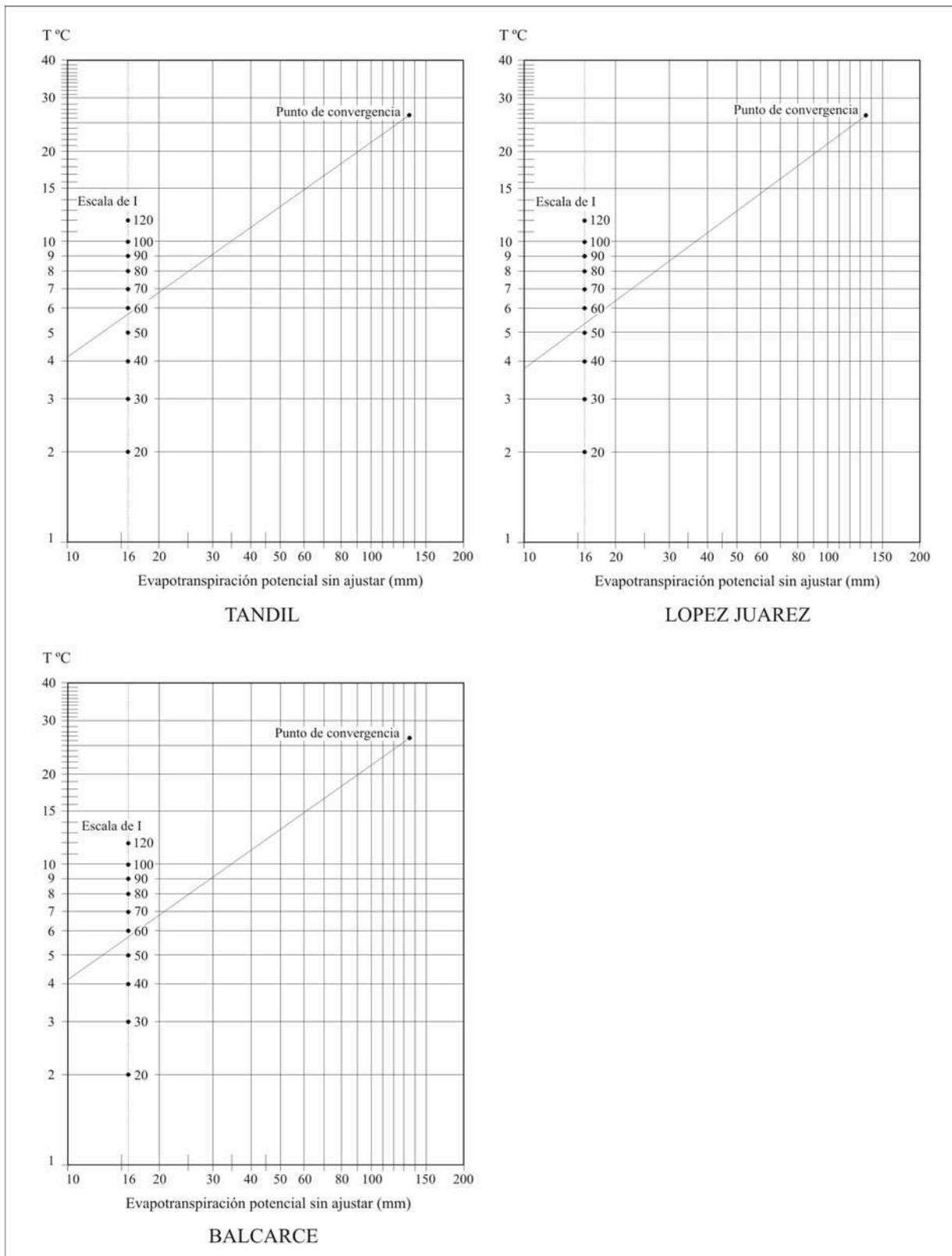
### **2.3. Características climáticas**

Para la clasificación climática general del área se recurrió al método propuesto por *Thornthwaite (1948)*, desarrollado en *Burgos y Vidal, (1951)*. Debido a que el área no cuenta con estaciones meteorológicas, fueron utilizadas por sus cercanías las estaciones Tandil (Aero), López Juárez (López) y Balcarce (INTA). La primera de las estaciones se ubica a unos 41 km al norte del área de estudio, López Juárez a unos 30 km al oeste de aquella (*Figura 1a*) y la restante (fuera de la *Figura 1a*) a unos 90 km al este del área referida. Los datos de lluvia promedio empleados, corresponden a los períodos: 1888 – 2009, 1910 - 2009 y 1911-2009, para Tandil (*Tablas 12, 13, 14*), López Juárez (*Tablas 15, 16*) y Balcarce (*Tablas 17, 18*), respectivamente. Una síntesis de los valores de lluvia mensual promedio utilizada en la determinación del tipo climático, para las tres estaciones y períodos considerados, se detalla en la *Tabla 19*.

Las temperaturas medias utilizadas para la clasificación, pertenecen a las mismas estaciones y corresponden a los períodos: 1951-1960 y 1981-1990 (*Tabla 20*), para la Estación Tandil, 1951-1960, 1961-1970 y 1971-1980 (*Tabla 21*) para la Estación López Juárez y 1951-1960 y 1981-1990 (*Tabla 22*) para la Estación Balcarce.

Las etapas seguidas para el cálculo de la evapotranspiración potencial ajustada, consistieron en primer término en la obtención de la evapotranspiración potencial sin ajustar, a partir de métodos gráficos, ya que existe una relación entre el logaritmo de la temperatura y el logaritmo de dicha

evapotranspiración. Para esto, se contó con los valores de temperaturas medias mensuales en °C e índices calóricos mensuales para cada una de las estaciones consideradas (Figura 6).



**Figura 6:** Nomogramas para el cálculo de la evapotranspiración potencial sin ajustar, de las estaciones: Tandil (Aero), López Juárez (López) y Balcarce (INTA). La recta en cada uno de los gráficos, indica la relación entre la temperatura media y la evapotranspiración (sin ajustar) mensuales.

Con posterioridad, fue calculada la evapotranspiración potencial ajustada para cada estación, corrigiendo la evapotranspiración potencial sin ajustar obtenida gráficamente, de acuerdo a la latitud del lugar a través de un factor de corrección (*Tablas 23, 24, 25*).

En una etapa siguiente, a partir de los valores de precipitaciones medias mensuales y de evapotranspiración potencial ajustada, se realizaron los balances hídricos para las tres estaciones (*Tablas 26, 27, 28*).

Posteriormente se obtuvo el tipo climático para cada una de las estaciones de acuerdo a la propuesta de *Thornthwaite (1948)*. Éste fue obtenido a partir del índice hídrico, cuyo valor se consigue aplicando la fórmula siguiente:

$$\text{Índice hídrico} = 100 \times \text{exceso de agua} - 60 \times \text{deficiencia de agua} / \text{Evapotranspiración potencial ajustada}$$

Los climas húmedos de acuerdo a esta clasificación tienen índices hídricos positivos. Las tres estaciones consideradas tienen índices hídricos de 19,76, 12,27 y 19,93 para Tandil, López Juárez y Balcarce respectivamente. De acuerdo a estos valores a las estaciones les corresponde un tipo climático  $C_2$  (Subhúmedo húmedo).

Con respecto a la variación estacional de la eficiencia hídrica, el método de *Thornthwaite (1948)* tiene en cuenta la magnitud del índice de aridez en los climas húmedos, el cual se expresa por la fórmula que se detalla a continuación:

$$\text{Índice de aridez} = 100 \times \text{deficiencia de agua} / \text{Evapotranspiración ajustada}$$

De acuerdo a esto, las tres estaciones tienen índices de aridez igual a 0, es decir presentan una notación  $r$  (Nula o pequeña deficiencia de agua).

Para la clasificación térmica de las estaciones, se utilizó el índice de eficiencia térmica que de acuerdo a *Thornthwaite (1948)* corresponde a la evapotranspiración. Los límites establecidos por el autor permiten señalar que las estaciones tienen un tipo de clima Mesotermal ( $B_1'$  para López Juárez y  $B_2'$  para Tandil y Balcarce).

La concentración estival de la eficiencia térmica permite indicar que las tres estaciones se corresponden con el tipo  $a'$ . Es decir, presentan un porcentaje de concentración estival de la eficiencia térmica menor al 48%.

Una síntesis de las características climáticas y la notación para cada una de las estaciones, de acuerdo a *Thornthwaite (1948)*, se muestra en la *Tabla 29*.

### 2.3.1. Algunas particularidades de las precipitaciones y temperatura

Los datos representados en las *Tablas 30, 31, 32 y 33* permiten señalar que el año más lluvioso en la Estación Tandil se corresponde con el año 1891, donde se registraron 1628 mm, cifra que representa además, la mayor para las tres estaciones en su conjunto. En la Estación López Juárez, el mayor registro se obtuvo en el año 2002, con 1452,1 mm, mientras que en la Estación Balcarce, el valor más elevado de lluvias fue de 1342 mm en el año 2002.

Por su parte, considerando el conjunto de datos de lluvias para las estaciones (*Tablas 12 a 18*) el mayor registro de lluvia mensual en la Estación López Juárez fue de 291 mm en el mes de febrero del año 1925, mientras que en las estaciones Tandil y Balcarce, los mayores registros tuvieron lugar en el mes de abril del Año 1980 con 341,8 mm y 378,7 mm respectivamente.

Los mayores registros de lluvias producidas en un día, corresponden a 149,6 mm (Estación Tandil, Período: 1950 - 2009), 99 mm (Estación López Juárez, Período: 1910 - 2009) y 166 mm (Estación Balcarce, Período: 1911 - 2009). Las tres localidades tienen al mes de marzo como el más lluvioso y los meses de julio (Estación Tandil) y agosto (estaciones López Juárez y Balcarce) como aquellos con la menor cantidad de precipitaciones (*Tabla 34*). La lluvia registrada en el mes menos lluvioso es menor para las tres estaciones al 55 % de la lluvia correspondiente al mes más lluvioso.

En las tres estaciones consideradas, la estación más lluviosa es el verano y aquella con menor cantidad de precipitaciones corresponde al invierno. La marcha de las lluvias a lo largo del año, muestra que descienden progresivamente desde el verano, a través del otoño, primavera e invierno (*Tabla 35*).

Las temperaturas promedio para las estaciones Tandil, López Juárez y Balcarce en los períodos involucrados son de 13,6 ° C, 13 ° C y 13,7 ° C respectivamente, mientras que la temperatura promedio, considerando las tres estaciones es de 13,4 ° C (*Tabla 36*).

## **2.4. Principales tipos de suelos**

Una aproximación general a los suelos del área, fue obtenida del Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires, en escala 1:500.000 (*INTA, 1989*) mientras que otra de mayor detalle, se realizó a partir de la información de la Carta de Suelos de la República Argentina (Escala 1:50.000), del *INTA (1993)* para el sector N de la Zona 3, correspondiente a la Hoja 3760-29-4 (Estancia La Pacífica).

El Mapa de Suelos (*INTA, 1989*) indica que los suelos predominantes que se desarrollan en las pendientes que bordean los cerros integrados por basamento cristalino corresponden a una asociación de Hapludol típico mientras que las partes elevadas están constituidas por roca aflorante desprovista de suelo. No obstante, cuando la cobertura eólica alcanza espesor suficiente se encuentran Hapludoles típicos someros. Las limitaciones que presentan estos sectores se vinculan con presencia de roca muy superficial y pendientes de alto gradiente.

Por su parte una asociación de Hapludol típico, franco fino, somero, con Argiudol típico, somero y Hapludol lítico caracteriza los cerros con desarrollo predominante de cuarcitas, en parte cubiertas por delgados depósitos de loess. Los dos primeros se desarrollan preferentemente en la parte central de dichos cerros y el Hapludol lítico ocupa los afloramientos rocosos del borde de las mismas apenas cubiertos por loess. Ocasionalmente, cuando el espesor del loess supera el metro, pueden encontrarse Argiudoles y Hapludoles típicos. La escasa profundidad, presencia de fragmentos de roca en superficie e inaccesibilidad de maquinarias agrícolas constituyen las principales limitaciones que presentan.

Por su parte, los suelos que se desarrollan en las lomadas y pendientes que se ubican más allá de los sistemas serranos y pendientes proximales a los mismos se caracterizan por una asociación de Argiudol típico, franco fino, somero e inclinado, ubicado en las pendientes y los senos entre las lomas y Hapludol petrocálcico en la parte apical de las lomas. Las limitaciones se vinculan con la presencia de tosca subsuperficial, susceptibilidad a la erosión hídrica, pedregosidad en muchas lomas y un rápido desecamiento del suelo en épocas estivales. En las depresiones ubicadas entre lomas se desarrollan Argiudoles típicos.

De la Carta de Suelos de la República Argentina (Escala 1:50.000) del *INTA (1993)*, para el sector norte de la Zona 3, se desprende que las Series de suelos que caracterizan dicha área, están representadas principalmente por las siguientes: Chelforó, La Alianza, Sierra de Los Padres, Azul, Tandil y Tres Esquinas.

La Serie Sierra de Los Padres (Hapludol lítico) se ubica en las áreas serranas altas (exceptuando los afloramientos rocosos). Estas áreas, son tierras generalmente no aptas para cultivos, correspondientes a zonas de pasturas naturales (Clase VII) con problemas de erosión y limitaciones en la zona radical.

Las lomas altas del paisaje están integradas por la Serie La Alianza (Hapludol lítico). Dichas lomas, constituyen tierras aptas para todo tipo de cultivos, con moderadas limitaciones (Clase III), específicamente en la zona radical.

Muchas lomas altas, áreas onduladas y ejes de avenamiento están representados por la Serie Tandil (Argiudol típico). Las primeras integran tierras aptas para todo tipo de cultivos, sin limitaciones (Clase I). Todas las áreas onduladas integradas por esta Serie agrupan al igual que las anteriores, tierras aptas para todo tipo de cultivos, no obstante presentan ligeras limitaciones (Clase II) relacionadas con la erosión. Por su parte, los ejes de avenamiento están representados también por tierras aptas para todo tipo de cultivos, con moderadas limitaciones (Clase III), específicamente en la zona radical.

La Serie Tres Esquinas (Argiudol típico) se desarrolla en sectores correspondientes a planos aluviales. Dentro de las tierras aptas para cultivos limitados, dichos planos integran la Clase IV (con severas limitaciones), como consecuencia de un drenaje deficiente.

En algunas áreas altas serranas, se ubica la Serie Azul (Argiudol típico). Dichas áreas integran tierras generalmente no aptas para cultivos (Clase V), con dificultad de maquinaria y limitaciones en la zona radical.

## **2.5. Características generales de la vegetación**

El área de estudio forma parte de la Región Neotropical y dentro de ella integra parte del Dominio Chaqueño, específicamente constituye una parte de la denominada Provincia Pampeana (*Cabrera, 1953; 1971*). Esta provincia constituye el territorio más adecuado para la agricultura y la ganadería de la República Argentina y la vegetación primitiva ha sido eliminada o alterada casi en su totalidad (*Cabrera, 1971*).

En los ambientes serranos la vegetación es principalmente autóctona mientras que en gran parte del área es la consecuencia de factores naturales y antrópicos, estos últimos incluyen prácticas agrícolas y ganaderas.

*Geología*

### 3.1. Geología de las zonas de estudio

La geología del área se integra por tres conjuntos rocosos claramente diferenciables representados por: Basamento cristalino, Sedimentitas pre – Paleozoico superior (SPPS) y Cubierta Cenozoica (CC) (*Figuras, I, II, III, 7*).

Cubierta Cenozoica	Formación Las Ánimas	Holoceno / Pleistoceno superior	Aluvio Reciente	Holoceno	Detritos de ladera ?	Holoceno / Pleistoceno superior ?	
			Formación Tandileofú	Pleistoceno superior			
	Formación Vela	Pleistoceno Medio					
	Formación Barker	Pleistoceno inferior / Plioceno					
Sedimentitas pre-Paleozoico superior	Formación Balcarce	Cámbrico - Ordovícico					
	Formación Cerro Negro	Cámbrico?/ Precámbrico					
	Grupo Sierras Bayas	Formación Loma Negra	Precámbrico				
		Formación Las Águilas					
		Formación Cerro Largo					
Formación Villa Mónica							
Basamento Cristalino	Complejo Buenos Aires	Precámbrico					

**Figura 7:** Cuadro estratigráfico de las unidades pre – Paleozoico superior y Cenozoico superior en las zonas de estudio.

#### 3.1.1. Basamento cristalino

Las secuencias rocosas del basamento cristalino en el ámbito de Tandilia, fueron agrupadas como Complejo Buenos Aires (*Marchese y Di Paola, 1975*). Dichas secuencias, corresponden a una típica asociación de rocas ígneo-metamórficas, de edad proterozoico (*Dalla Salda et al., 2005*).

Considerando las tres zonas en su conjunto, el basamento cristalino aflorante y parcialmente cubierto, se desarrolla fundamentalmente hacia el N de las áreas serranas de las mismas.

Preferentemente en los sectores medio y NE, medio y norte y NE y E de las *Zonas 1, 2 y 3*, respectivamente.

En los sectores que se ubican las zonas tratadas, *Teruggi y Kilmurray (1980)* mapean migmatitas, preferentemente al norte de las secuencias correspondientes a las SPPS, mientras que *Dalla Salda et al. (2005)* mapean gneises y migmatitas.

En la cantera San Miguel, ubicada a unos 8 km al N-NE de la localidad de Barker (*Zona 1*), se registraron lentes de mármoles intercalados en granitoides, clasificados como calizas cristalinas y skarns calcosilicáticos por *Quartino y Villar Fabre (1967)*.

*Cingolani et al. (1985)* reconocen hacia el sector comprendido en la *Zona 3* rocas graníticas y algunas porfiroides, de composición ácida. Señalando además, que dicho basamento, en parte se halla sobrepuesto por una cubierta de alteración.

En el Complejo Buenos Aires se han mencionado diques proterozoicos afectando las secuencias rocosas. Al respecto, en el área de las Sierras de Tandil, estos cuerpos intrusivos fueron reconocidos por *Teruggi et al. (1974)*, *Cortezzi y Rabassa (1975)*, *Lema y Cuchi (1981)*, *Dristas (1983)*, *Etcheveste y Fernández (1994)*, *Fernández y Etcheveste (1995)*. En Tandil y Barker por *Quartino y Villar Fabre (1967)*. En las Sierras de Azul fueron diferenciados por *Villar Fabre (1955)* y *Kilmurray et al. (1985)*. Estos diques, cuya edad corresponde al Proterozoico tienen distinta composición y edad. Los más antiguos son de edad transamazónica (*Teixeira et al., 2002*) e integran una asociación calcoalcalina integrada por diques de composición andesítica y riolítica y los más jóvenes de 1600 Ma (*Teixeira et al., 2002*) son máficos y tholeíticos, reconociéndose dos grupos: diabasas y basaltos (*Dalla Salda et al., 2005*). Dentro de los límites de la *Zona 1* *Quartino y Villar Fabre (1967)* reconocen un dique subvertical de microgranito en el Cerro San Miguel. El mismo tiene un rumbo N 25° O, una inclinación de 70° al NE y presenta una potencia promedio de 1,5 metros.

Integrando parte del núcleo de los cuerpos serranos se diferenciaron algunos diques en pocos sectores de las tres zonas consideradas. La imposibilidad de acceder a los campos privados en los cuales se ubican, sólo permitió su reconocimiento a través de fotografías aéreas. Muestran un color gris claro en las fotografías, entre unos 30 m – 200 m de largo (discontinuas alrededor de 400 m de longitud) y un ancho en general no mayor a los 20 metros. Son alargados, con dirección NE-SO, como en el cerro ubicado a 2 km al SO del Cerro Guacho en la *Zona 1*. Otros, con dirección NO-SE y NE-SO se observaron en cerros ubicados al S y E del Castillo de Anchorena (*Zona 2*). En la *Zona 3* se diferenciaron en una lomada ubicada a 1,3 km al NO de la Estancia Las Cabras, donde son de dirección NO-SE (*Figuras IV, V, VI*).

### **3.1.2. Sedimentitas pre - Paleozoico superior**

Estas sedimentitas, al igual que sucede con el basamento cristalino, están presentes en las tres zonas de estudio, e integran gran parte del cuerpo principal de los componentes serranos. Se

desarrollan preferentemente hacia el sur y oeste de los afloramientos del Complejo Buenos Aires y presentan en conjunto (aflorante y parcialmente cubierto), un mayor desarrollo superficial que éste. Estas sedimentitas han estado sujetas a estudios en diversos sectores de Tandilia, como asimismo a distintos ordenamientos, jerarquías y denominaciones estratigráficas, algunos de las cuales se detallan a continuación.

Fueron agrupadas inicialmente dentro del Paleozoico y como Estratos de La Tinta, diferenciándose una Serie cuarcítica (inferior) integrada desde la base al techo por: Horizonte cuarcitas inferiores, Horizonte dolomítico, Horizonte cuarcitas superiores y Horizonte arcillas. Por sobre dicha serie se ubicó al Horizonte calcáreo (*Nágera, 1932*). Posteriormente, la Serie cuarcítica fue denominada Formación La Tinta (cuarcitas inferiores, dolomías, cuarcitas superiores y arcilitas) y el Horizonte calcáreo, Caliza Loma Negra, ambas unidades, conjuntamente con la Formación Punta Mogotes en la base, fueron además, reunidas como Grupo Tandil (*Borello, 1966*). A fines de la década del setenta del siglo pasado, los primitivos Estratos de La Tinta, fueron denominados Formación Sierras Bayas (Cuarcitas inferiores, Dolomías, Cuarcitas superiores, arcilitas y calizas), Formación Cerro Negro y Formación Balcarce. Las dos primeras asignadas al Precámbrico y la restante al Paleozoico (*Dalla Salda e Iñiguez, 1979*). Con posterioridad, los Estratos de La Tinta fueron denominados Formación La Tinta, adquiriendo todo el conjunto que *Nágera (1932)* agrupara como horizontes, la jerarquía de miembro (ortocuarcitas, dolomías, ortocuarcitas, arcilitas y dolomías), (*Teruggi y Kilmurray, 1980*).

En Cuchilla de Las Aguilas (*Zona 1*) fue reconocida la Formación Las Aguilas (*Zalba, 1978, 1979*). Esta unidad, posteriormente, fue agrupada en el sector, con la denominación de “unidades litológicas 5, 6, 7 y 8” de la “Formación La Tinta” por *Leveratto y Marchese (1983)*.

En trabajos posteriores en el sector antes referido, se diferencia dentro del Precámbrico a la Formación Sierras Bayas (Cuarcitas inferiores, Psamitas, Dolomías y Arcilitas y Cuarcitas superiores) y Formación Las Aguilas. Por sobre esta secuencia se reconoce a la Formación Balcarce asignada al Paleozoico (Ordovícico) (*Zalba et al., 1988*).

Una nueva propuesta para el sector de Barker - Villa Cacique y otro para el correspondiente a Las Aguilas – La Juanita fue presentada por *Iñiguez et al., (1989)*. En el primero diferencian sobre el basamento cristalino al Grupo Sierras Bayas (Precámbrico superior) integrado desde la base al techo por las formaciones Villa Mónica, Cerro Largo y Caliza Loma Negra. Por sobre éste, estos autores diferencian a la Formación Cerro Negro (Precámbrico superior) y Formación Balcarce (Ordovícico). En el sector restante, reconocen sobre el basamento cristalino al mismo grupo integrado en la base por la Formación La Juanita (equivalente de la Formación Villa Mónica) y la Formación Cerro Largo no reconociendo a Caliza Loma Negra. Por sobre esta secuencia le continúan la Formación Las Aguilas (equivalente de la Formación Cerro Negro) y la Formación Balcarce.

Recientemente, *Poiré y Spalletti (2005)* consideran que la Formación Las Aguilas en el sector de Cuchilla de Las Aguilas incluye todas las unidades sedimentarias suprayacentes a la Formación

Cerro Largo (*Poiré, 1993*), como también el paquete cuarcítico superior que *Zalba et al. (1988)* habían adjudicado a la Formación Balcarce.

*Poiré y Spalletti (2005)* presentan una propuesta estratigráfica para Tandilia donde mapean además las unidades litoestratigráficas a nivel grupo y formación. Específicamente para el sector central de dicho ámbito, en el cual se ubican las zonas de estudio, tal propuesta integra el Grupo Sierras Bayas (*Poiré, 1987*) asignado al Precámbrico (Neoproterozoico), y constituido por la Formación Villa Mónica, Formación Cerro Largo, Formación Las Aguilas y Formación Loma Negra (Caliza Loma Negra, *Borello, 1966*) en orden decreciente de edad. Por sobre esta secuencia se desarrolla la Formación Cerro Negro (*Iñiguez y Zalba, 1974*), de probable edad Ediacareano-Cámbrico, y la Formación Balcarce, cuya edad fuera ubicada tentativamente por *Poiré y Spalletti (2005)* en el lapso Cámbrico - Ordovícico (*Figura 7*).

En la *Zona 3*, específicamente en las hojas topográficas Almacén La Numancia y parte de Estancia La Pacífica, *Cingolani et al., (1985)* reconocen sedimentitas del Grupo La Tinta, las que son asignadas a la Formación Sierras Bayas, correlacionables según los autores con los afloramientos de Sierra La Juanita y parte inferior de Cuchilla de Las Aguilas.

### **3.1.3. Cubierta Cenozoica**

El ordenamiento estratigráfico de las secuencias sedimentarias de esta cubierta, en la hoja topográfica Sierras de Tandil (escala 1:100.000), la que cubre la totalidad de la *Zona 1* y *Zona 2*, como también una parte de la *Zona 3*, fue establecido por *Rabassa (1973)*. La propuesta estratigráfica presentada por dicho autor se integra por clásicas secuencias Pampeanas y Postpampeanas, agrupadas como: Formación Barker (Plioceno? - Pleistoceno inferior), Formación Vela (Pleistoceno medio), Formación Las Ánimas (Pleistoceno superior y Reciente), Formación Tandileofú (Pleistoceno superior y Reciente) y Aluvio (Reciente).

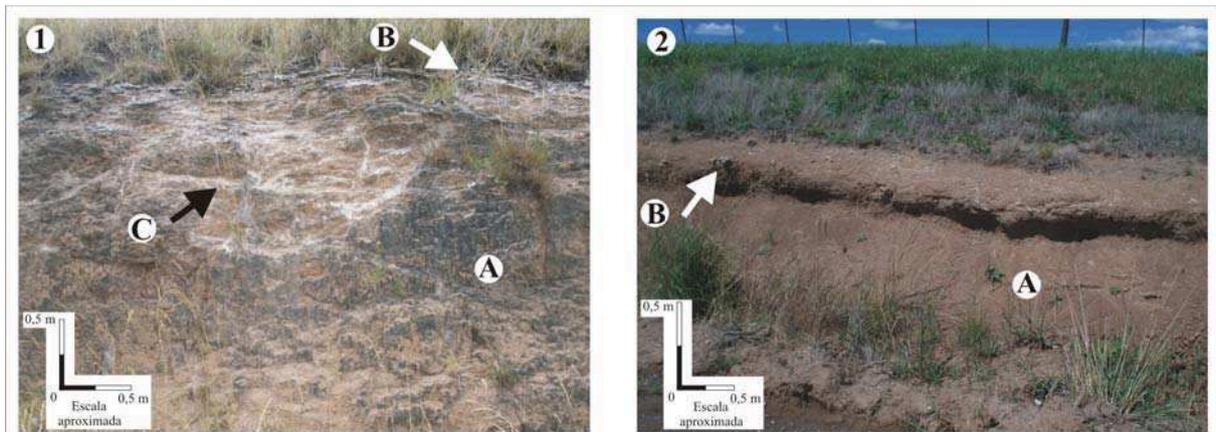
A estas unidades agregamos los detritos de ladera desarrollados de una manera importante en los taludes del área de estudio, principalmente en aquellos asociados a los cerros modelados en las SPPS. A la caracterización de estas unidades por *Rabassa (1973)* le hemos sumado, en ciertos casos, algunas observaciones propias, parte de ellas, realizadas en sectores adyacentes a las zonas consideradas, debido a la excelente exposición de las mismas.

#### **3.1.3.1. Formación Barker**

Esta unidad está integrada por una limolita castaño rojiza, arcillosa, sin estratificación aparente, muy homogénea lateralmente. Es muy compacta, desgranándose en pequeños poliedros de 1 cm<sup>3</sup> aproximadamente, los que podrían corresponder a un horizonte B de un paleosuelo decapitado. En general carece de CO<sub>3</sub>Ca en su masa, a excepción de muñecos de tosca, de grandes dimensiones.

Son característicos para estos depósitos, su color, la presencia de impregnaciones ferruginosas diseminadas en la masa y la homogeneidad (al menos en sus términos superiores) en cuanto a estructura y granulometría. En las zonas proximales a las sierras presenta ocasionalmente niveles de tipo fanglomerado (*Rabassa, 1973*).

La Formación Barker, fue reconocida en distintos sectores dentro de las zonas específicas de estudio, como en áreas adyacentes (*Figura 8*).



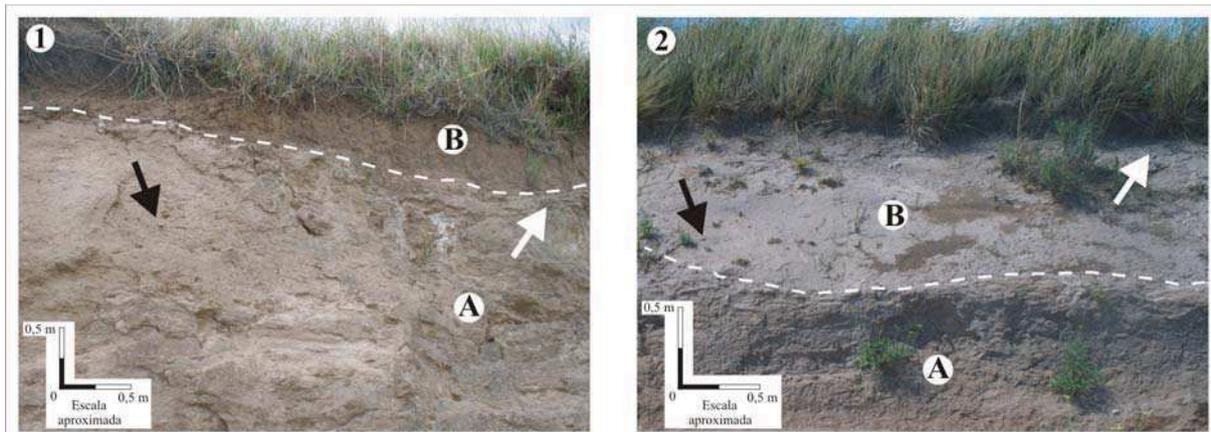
**Figura 8:** (1): Partido de Tandil. Préstamo ubicado en el flanco NO de la Ruta 74, a unos 2 km al SO del Almacén Cuatro Esquinas. (A): Formación Barker, limolitas castaño rojizas, homogéneas. (B): Duricostra calcárea (calcreta) en el techo de la unidad. (C):  $\text{CO}_3\text{Ca}$  laminar. (2): Partido de Tandil. Préstamo ubicado en el lado E de la Ruta 30, a unos 2,9 km al sur del Almacén El Empalme. (A): Formación Barker, limolitas castaño rojizas, muy homogéneas. (B): Agregados de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  (tonales).

En algunas lomas, ocupan la casi totalidad de la misma, estando mínimamente representadas las formaciones Vela y Las Ánimas, mientras que hacia las partes deprimidas adyacentes, por el contrario, se incrementa el espesor de las unidades referidas en último término. Esta situación permite señalar que el modelado de la superficie de la discordancia en los sedimentos de la unidad aquí considerada, presenta como mínimo más de 1,5 m de diferencia de altura entre la parte más elevada y la más baja.

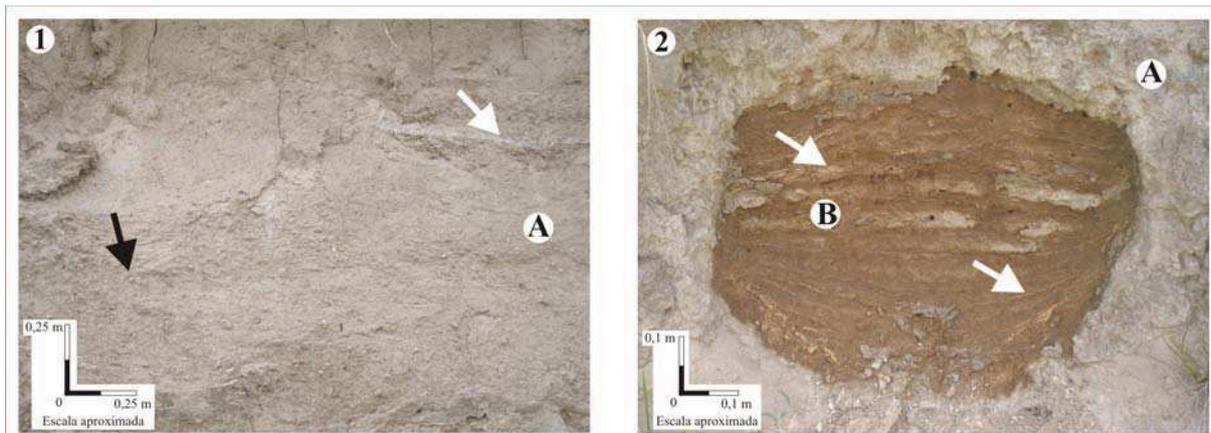
Hacia la parte superior de la unidad fueron diferenciadas en muchos de los afloramientos, pátinas o barnices de color negro azulado, asociados a agregados de alrededor de  $1 \text{ cm}^3$ , que se corresponderían con aquellos pequeños poliedros vinculados a un nivel de paleosuelo, señalado por *Rabassa (1973)*. En estos tramos de perfiles de la unidad, es muy común el desarrollo de un aspecto ondulado típico de la superficie de discordancia que la afecta y separa de la Formación Vela suprayacente.

### 3.1.3.2. Formación Vela

Se trata de una limolita color castaño claro, con variaciones de acuerdo al contenido en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Es relativamente compacta, debido a la cementación carbonática en impregnaciones y puede presentar en su base en algunos casos depósitos arenosos. Es característico el elevado contenido de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , con un manto de tosca desarrollado en los niveles superiores preferentemente. Carece normalmente de estructuras, pero algunos niveles presentan estratificación con alternancia de niveles pelíticos y arenosos. Por debajo de las limolitas típicas de esta formación e integrando parte de la unidad, aparecen en algunas localidades importantes depósitos de arenas castañas, con estratificación marcada y aspecto fluvial (*Rabassa, 1973*).



**Figura 9:** (1): Partido de Tandil. Préstamo en el flanco NO de la Ruta 74, correspondiente a una lomada, ubicada a 4 km al SO del Almacén Cuatro Esquinas. (A): Formación Vela. (B): Formación Las Ánimas. La flecha de color blanco señala un encostramiento calcáreo en el techo de la unidad. La flecha de color negro, clastos de tosca y limolitas inmersos en una matriz limosa, integrando un depósito diamictico. (2): Partido de Tandil. Préstamo en el flanco E de la Ruta 30, a 2,9 km al SE del Almacén El Empalme. (A): Formación Barker, limolitas castaño rojizas, muy homogéneas. (B): Formación Vela. Diamicto. La flecha blanca señala un encostramiento calcáreo en el techo de la unidad. La de color negro, un clasto de tosca.



**Figura 10:** (1): Partido de Tandil. Préstamo en el lado NO de la Ruta 74, realizado en una lomada que se encuentra a 3 km al SO del Almacén Cuatro Esquinas. (A): Formación Vela, depósito diamictico. La flecha de color blanco señala  $\text{CO}_3\text{Ca}$  laminar. La flecha de color negro indica un sector del afloramiento con clastos de tamaño pefita. (2): Partido de Tandil. Préstamo en el flanco NO de la Ruta 74. Corresponde a una lomada que se ubica a 4 km al SO del Almacén Cuatro Esquinas. (A): Formación Vela. (B): Crotovina. Las flechas de color blanco señalan estructuras laminadas, de naturaleza arcillosa.

Observaciones propias nos permitieron reconocer que, en algunas ocasiones y como fuera referido, el contacto con las limolitas de la Formación Barker subyacente suele adquirir un carácter ondulado localmente, con depresiones y crestas suavizadas. En las depresiones (como asimismo en distintos sectores de la unidad) son comunes la estratificación fina, laminación, estructuras de corte y CO<sub>3</sub>Ca laminar, como también niveles de diamictos (*Figura 10*). Hacia la parte superior de la unidad se incrementa el contenido de CO<sub>3</sub>Ca, originando una típica duricostra calcárea (calcreta), que fuera denominada para el ámbito serrano de Tandilia como Paleosuperficie Tandil (*Teruggi et al., 1973*).

En distintas localidades fueron reconocidas además estructuras de aspecto circular a elíptica, con relleno laminar y/o diamíctico, correspondientes a crotovinas (*Figura 10*), ya mencionadas por *Rabassa (1971)*.

La crotovina que se muestra en la (*Figura 10*) presenta un relleno total que, hacia la base, acompaña la forma del piso de la paleocueva, tiende a ser horizontal hacia la parte media y se hace convexo hacia el techo. La sedimentación se organiza en estructuras laminadas de unos 3-4 mm de espesor, de granometría arcillosa, en algunos sectores onduladas y en otros, agrietadas. Estas estructuras pueden alternar con material algo más grueso (limo – arena muy fina) de aproximadamente 1 cm de espesor y en tramos con diamictos, integrados por clastos angulosos, de 2 -3 cm de eje mayor correspondientes a fragmentos de las estructuras laminadas referidas. Eventualmente algún clasto de unos 4 mm de diámetro, se encuentra en el relleno.

El material de relleno habría ido introduciéndose en el interior principalmente por acción de flujos de escurrimiento superficial, tal como fuera indicado por *Imbelloni et al. (1990)*. El relleno completo de la crotovina requeriría una redistribución en el interior de los sedimentos, posiblemente debido a inundaciones (*Imbelloni et al., 1990*).

Estos autores han señalado además que la presencia de estructuras laminadas en el interior de crotovinas sería consecuencia de la acción del agua, la que, como flujo traslatorio primero y como agua estancada después, originaría por alternancia de pulsos, las estructuras referidas.

La presencia de diamictos en sectores localizados, con clastos angulosos correspondientes a fragmentos de estructuras laminadas, podría estar indicando la entrada de flujos ácuos con energía suficiente para erosionar las estructuras referidas. El relleno total, es indicador además, de que, al menos el sector mostrado en la (*Figura 10*) no fue posteriormente ocupado.

### **3.1.3.3. Formación Las Ánimas**

Esta unidad, se integra por depósitos con aspecto de limo arenosos de génesis eólica, de color castaño amarillento, sin estructuras ni estratificación, con escaso contenido de CO<sub>3</sub>Ca, el cual está generalmente ausente (*Figura 11*). Son de aspecto loessoide muy marcado, apareciendo totalmente sueltos, sin compactación ni cementaciones visibles. Presenta saltuariamente rodados de tosca y de la

roca de base, con algunos niveles de concentración de rodados, que permitirían suponer la existencia de procesos gravitacionales para los primeros y acciones hídricas esporádicas para los restantes.

Granométricamente son arenas limo-arcillosas, arena-arcillas limosas y limo-arenas arcillosas, extendiéndose como un manto casi continuo de espesor muy variado (*Rabassa, 1973*).



**Figura 11:** Partido de Benito Juárez. Corte en el flanco NO de la Ruta N° 80, a 2 km al SO de la localidad de Villa Cacique, e inmediatamente al S de la *Zona 1*. Aproximadamente en: 37° 41' 40'' S y 59° 24' 50,60'' O. (A): Formación Las Ánimas. Hacia la parte superior, desarrollo del perfil de suelo, en parte con relleno artificial.

La mayor distribución superficial se ubica en el extenso ambiente geomórfico que se encuentra circundando los cuerpos serranos en el sector de estudio y que se ha agrupado en esta tesis como Manto Eólico Periserrano (en adelante MEP). Sin embargo, se diferencian también en las laderas de detritos y aun en las partes elevadas de los cerros modelados en las SPPS. En el MEP, los depósitos se desarrollan en discordancia principalmente sobre los sedimentos de la Formación Vela, mientras que en el ámbito serrano se apoyan en similar situación sobre las SPPS.

Los espesores máximos registrados en el MEP son cercanos a 4 m, tendiendo a aumentar los mismos hacia las partes deprimidas del paisaje, esta última característica, se observa claramente a lo largo del corte de camino en una lomada ubicada al SO de la localidad de Villa Cacique. Espesores mayores, también se desarrollan en muchos valles interserranos, como pudo ser observado en barrancas erosivas de canales y algunas cárcavas en la *Zona 3* (*Figura 30*).

En las partes culminantes de muchas de las lomadas modeladas en “Sedimentos Pampeanos” (*Fidalgo et al., 1975*) (incluyendo aquí a la Formación Barker y la Formación Vela), los espesores son

en general menores a 0,8 m y en ocasiones inferiores a 0,5 metros. Una situación similar de espesores menores al metro, se observa en los flancos de la Ruta Provincial N° 80 en el trayecto desde la Ruta Provincial N° 74 a la localidad de Barker.

El contacto con la Formación Vela es en general recto, sin embargo también aparece con ondulaciones (*Figura 9*) de 0,4 m de profundidad y 0,8 – 1 m de largo. Se integran por los mismos materiales limo arenosos, que el resto de la unidad, sin embargo pueden presentar en muchas ocasiones, estructuras laminadas y clastos integrando un depósito diamictico.

En áreas adyacentes a la *Zona 3* fueron diferenciados dos depósitos eólicos, separados por una discordancia erosiva (*Gentile, 1998*). El inferior está integrado por una arena limosa a limo arenoso, castaño amarillento, carente de estratificación, suelto y muy homogéneo lateralmente. Hacia la parte superior presenta un horizonte B de unos 30 cm de potencia con agregados de aspecto prismático. El superior, de unos 0,6 m como máximo de espesor, está representado por un depósito de granometría limo arenoso a arena muy fina limosa, con fracciones subordinadas de arcilla y es portador de material arqueológico en algunas localidades. El color es castaño grisáceo a castaño amarillento y el perfil de suelo se presenta muy poco desarrollado, principalmente, por un horizonte A y un C.

Con respecto a lo señalado precedentemente, *Rabassa (1989)* reconoce en las cabeceras del Río Sauce Grande, tres miembros (Inferior, Medio y Superior) en la Formación Saavedra (*De Francesco, 1971*).

El Miembro Superior se integra por arenas finas a limos arenosos, color castaño claro a castaño amarillento de origen eólico, masivas, sin estratificación, sin compactación o cementación carbonática, de hasta 5 m de espesor, aunque frecuentemente de solo 1-2 m de potencia. Esta unidad se presenta edafizada y en su porción superior muestra un perfil de suelo bien desarrollado, con un horizonte A negro, rico en materia orgánica, de hasta 0,4 m de espesor, y un horizonte B, gris, arcilloso, más reducido. Este suelo puede aparecer parcialmente decapitado o sepultado por unidades más recientes. El Miembro Superior de la Formación Saavedra ha sido incluido en el Holoceno temprano *Rabassa (1989)*.

El mismo autor diferencia a la Formación Matadero Saldungaray, integrada por arenas finas a limos arenosos grises y castaños de origen eólico, de hasta 1,5 m de espesor, en general masivos, sin estratificación, sueltos, con abundante materia orgánica retransportada. Esta unidad se dispone irregularmente sobre el terreno como cuerpos lenticulares de varios cientos de metros de longitud y a menudo sólo algunas decenas de centímetros de espesor. Esta unidad (que es portadora de restos culturales de los primeros pobladores o expedicionarios de la región, como así también de grupos indígenas en contacto con la cultura europea) se habría desarrollado desde el Holoceno tardío hasta la actualidad *Rabassa (1989)*.

En el mismo año (*Rabassa et al., 1989*) señalan que el evento climático frío húmedo que tuvo lugar, probablemente a escala planetaria, entre los Siglos XVII a XIX conocido como la Pequeña Edad de Hielo, estaría registrado desde el punto de vista geológico, en el sector occidental de la provincia de

Buenos Aires por la erosión parcial, con decapitación de parte del horizonte A, de un suelo bien desarrollado, cuya génesis habría tenido lugar sobre depósitos aluviales y eólicos de edad holocena.

Los depósitos eólicos que se apoyan en discordancia de erosión sobre el Miembro Superior de la Formación Saavedra sepultando y decapitando un suelo corresponden a la Formación Matadero Saldungaray (*Rabassa, 1989*).

Las características señaladas por *Rabassa (1989)* para el Miembro Superior de la Formación Saavedra, como asimismo para la Formación Matadero Saldungaray y la discordancia de erosión que separa a éste último de un suelo desarrollado en el miembro referido, son similares a las observadas en áreas adyacentes a la Zona 3. Si bien entendemos que serían necesarias más observaciones para conclusiones definitivas, las similitudes referidas podrían estar sugiriendo una correlación entre los dos depósitos aquí mencionados y las unidades reconocidas por *Rabassa (1989)* en las cabeceras del Río Sauce Grande.

#### **3.1.3.4. Formación Tandileofú**

Esta unidad está integrada por un Miembro inferior arenoso, hasta sabulítico y color castaño, con rodados del basamento cristalino en su base. Hacia la base está representado por una arena, hacia los niveles superiores pasa a una arena limosa y finalmente a limo arena. El Miembro superior es limo arcilloso, de color verde a gris verdoso, presentando impregnaciones ferruginosas. Granométricamente son limo-arcilla arenosos, con contenidos variados de arena. La Formación Tandileofú fue diferenciada principalmente en el valle del Arroyo Tandileofú (*Rabassa, 1973*). Dentro del área de estudio, no pudo ser comprobada la existencia de esta unidad. Esto es consecuencia, en muchas ocasiones, de la falta de afloramientos debido al desarrollo de vegetación arbórea a lo largo de los cursos de agua más importantes y por otro, a la imposibilidad de acceder a determinados sitios ubicados en terrenos privados.

#### **3.1.3.5. Aluvio**

Se integra por limos y arenas, presentes en la gran mayoría de los cauces estudiados, los que apoyan en discordancia sobre los sedimentos de la unidad por sobre la cual se instaló el drenaje. Los espesores de esta unidad están comprendidos entre 1 – 2 metros. Dentro del área los cortes más completos se observaron en el Arroyo Quequén Chico (*Rabassa, 1973*), dentro de la Zona 3.

#### **3.1.3.6. Detritos de ladera**

Los materiales que se desarrollan en las laderas de los cerros del área han sido señalados por diversos autores y con distintas denominaciones. Algunos hacen referencia a estos detritos en sectores

correspondientes el área de trabajo y otros, en sentido general para el cordón serrano septentrional, o para zonas cercanas a las aquí estudiadas.

*Teruggi (1962)* indica la presencia de “derrubio que forma cinturones al pie de las sierras”. *Rabassa (1973)* al referirse a la Formación Las Ánimas menciona que: " En algunas localidades, se observa que el derrubio de falda reciente presenta una matriz de características asimilables a estos depósitos, pasando transicionalmente a él en las áreas distales.". *Teruggi y Kilmurray (1980)*, al mencionar el contacto entre el basamento y la cubierta, señalan que es de difícil observación porque suele estar sepulto bajo un cinturón de detrito de falda. Más recientemente, *Teruggi et al. (1988)* mapean derrubios de falda, vinculados a Sierra del Tigre y a los cerros San Luis, Redondo, Albión y sin nombre, en el área de la localidad de Tandil.

Los detritos de ladera en el área de estudio están constituidos por materiales producto de la denudación de las secuencias rocosas del Complejo Buenos Aires y SPPS, asociados a depósitos de fina granometría y génesis eólica, correspondientes preferentemente y hacia los términos superiores a la Formación Las Ánimas. Parte de las características de estos depósitos de ladera, pudo además ser observada a partir de escarpas “recientes” y en escarpas, frentes y costados de lomadas “antiguas”, producto ambas de movimientos en masa (*Figura 12, Figura VII c*). Los clastos que provienen de la denudación de los cerros son predominantemente de tamaño pefita, pudiendo alcanzar dimensiones cercanas a los 6 m de eje mayor. En general los mayores se ubican en la base de los frentes escarpados labrados en las secuencias de las SPPS, sin embargo, algunos clastos mayores de unos 2-3 m suelen diferenciarse a distancias cercanas a los 200 m de los frentes referidos.

La litología de estos clastos está estrechamente vinculada a los cerros en cuyas laderas se desarrollan. Son predominantemente de basamento cristalino en aquellas que bordean cerros modelados en dichas secuencias rocosas y mayoritariamente, de fragmentos de arenitas cuarzosas en aquellos modelados en las SPPS. No obstante, en estos últimos cerros suelen observarse con mucha menor frecuencia otros componentes litológicos. Al respecto, las laderas modeladas en las SPPS suelen presentar afloramientos localizados del basamento cristalino, que aportan por denudación clastos de esta litología a las laderas. En otras situaciones fueron registrados clastos integrados por materiales pelíticos (**L1, Zona 3**) de tonalidades verdosas, o materiales ferruginosos como en la ladera NE de Cuchilla de Las Aguilas (*Zona 1*). Los clastos de las SPPS tienden a ser de aspecto tabular, mientras que aquellos derivados del basamento cristalino tienden a ser equidimensionales. En muchas de las situaciones observadas se distribuyen caóticamente en la masa, habiéndose registrado concentraciones de CO<sub>3</sub>Ca en sectores de la *Zona 3 (Figura 12)*.

Los espesores identificados fueron en todos los casos sin base expuesta y alcanzaron los 2 m aproximadamente y 3,5 a 4 m en las escarpas desarrolladas en **L1** y **L11**, de la *Zona 3*, respectivamente. Sin embargo, en la última localidad la lomada producto de la acumulación de los materiales movilizados tiene un espesor de aproximadamente 6 metros.

En algunos sectores de la *Zona 3*, parte de los detritos de ladera se presentan claramente cubiertos por sedimentos eólicos de la Formación Las Ánimas, no mezclados como fue observado en la mayoría de los casos. Algo más allá del pie de las laderas en las cuales se observan, los detritos considerados, deberían continuarse por debajo de la superficie del MEP.



**Figura 12:** Partido de Tandil, *Zona 3*, L1. Detritos de ladera sin base expuesta integrantes del talud inferior. Corresponde a un sector de la escarpa producida hacia fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001. Las flechas blancas señalan agregados de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ . Los clastos mayores, dispuestos caóticamente, provienen de las SPPS y están mezclados con depósitos, limosos arcillosos a areno - arcillosos, de color castaño grisáceo edafizados.

*Geomorfología*

#### 4.1. Geomorfología

Distintos autores han considerado aspectos geomorfológicos que se desarrollan en el ámbito de Tandilia. Entre ellos *Tapia (1937)*, *Freguelli (1950)*, *Teruggi y Kilmurray (1975, 1980)* y más recientemente *Rabassa et al. (1995)*, *Rabassa et al. (1998)*, *Zárate y Rabassa (2005)*, *Demoulin et al. (2005)* y *Rabassa (2009)*.

*Tapia (1937)* reconoce Rodados Ascendidos, que se encuentran dispersos en las cumbres de las sierras, la mayoría de las veces sueltos, cementados, y cubiertos por depósitos de loess y arena. Dichos rodados son exclusivamente de areniscas y cuarcita de aspecto sacaroide, muchas veces elípticos, redondeados y aplanados con diámetros de hasta 15 centímetros. Considera que se trata de acumulaciones fluviales que cubren una vieja superficie de erosión. Como se encuentran a 250 m y 350 m y más de altura sobre el nivel del mar, son denominados Rodados Ascendidos. Interpreta a esas viejas superficies como una peneplanicie, considerando a la de la sierra La Vigilancia de 250 m de altura, como una de ellas. Asimismo, considera que el ascenso de los bloques serranos, habría tenido lugar en las postrimerías del Plioceno. Los detritos observados en el área del presente estudio en las cimas de las sierras, serían el resultado de procesos de meteorización tal lo señalado por *Teruggi y Kilmurray (1980)* y también referido por *Rabassa et al. (1995)* al mencionar que es muy probable que una parte, sino todo el conjunto, de los “Rodados Ascendidos” sean el producto de meteorización.

*Freguelli (1950)* considera que el cordón serrano septentrional de la provincia, más que una sierra es una cadena de colinas y lomas a menudo, mesetiformes, aisladas y separadas por parajes llanos; interpretando a los componentes del sistema serrano como bloques levantados entre áreas de hundimiento y derivados del desmembramiento de una antigua penillanura. El ascenso de dicho sistema habría tenido lugar al final del Paleozoico inferior, como consecuencia de los movimientos orogénicos del ciclo caledónico. Según el autor, desde entonces, los antiguos bloques quedaron ascendidos y expuestos a la denudación continental, la que continuó erosionándolos durante el Paleozoico superior, Mesozoico y Cenozoico. Agregando además que recién al final del Terciario y durante el Cuaternario, dichos bloques volvieron a resurgir en parte, debido a empujes epirogénicos sucesivos, hasta alcanzar su altura actual.

*Teruggi y Kilmurray (1980)* interpretan que las sierras de Tandilia representan un típico sistema de montañas de bloques, separados por fallas y alineados según ellas. Se refieren al frente septentrional de las sierras como una escarpa de falla inclinada al NE correspondiéndose con la denominada “costa de Heuser” (*Nágera, 1932*) mientras que el borde austral llamado “costa de Claraz” (*Nágera, 1932*) no presenta ninguna escarpa visible, pues ha quedado sepultada debajo de sedimentos cenozoicos. Los autores mencionados en primer término, estiman que, al producirse la elevación de los bloques (Cenozoico), la erosión comenzó de inmediato a desbastarlos. Como consecuencia de que las sierras se arquearon en sentido longitudinal, los bloques más altos en la porción central sufrieron la eliminación completa de la cubierta ortocuarcítica por lo que las rocas

graníticas quedaron directamente libradas a la acción meteorizante. El ascenso de los bloques fue acompañado de la implantación de redes de drenaje de tipo consecuente, las que quedaron luego sepultadas bajo depósitos pampeanos y pospampeanos, que cubrieron la región. Consideran además, que la acción erosiva, actuó sobre una penillanura labrada en el basamento con anterioridad a la depositación de la cubierta, pudiendo sospecharse los restos de la peneplanicie en las cumbres planas de las sierras más altas próximas a Tandil y otros sitios. Los autores diferencian cerros *monadnocks* debido a la mayor resistencia a la erosión de sus componentes, con sus cimas próximas a la antigua peneplanicie del basamento o coincidente con ella. El control de la estructura en las formas del relieve ya reconocido en trabajos previos (*Nágera, 1940; Teruggi y Kilmurray, 1975*) queda claramente expresado por los autores al referirse a geofomas en el basamento y en la cubierta sedimentaria. Al respecto, reconocen domos con laderas convexas debido a exfoliación regulada por superficies de diaclasas y curvas subhorizontales. Señalan que la exfoliación esferoidal o descamación se muestra también activa, en escala mucho menor, ya que es la causante del redondeamiento *in situ* de bloques y peñones. Atribuyen a procesos de escamación (actuando en un bloque irregular) la formación de la Piedra Movediza. Sin embargo donde (extremos serranos y borde austral de las sierras) el relieve fue regulado por la cubierta cuarcítica se desarrollan mesetas y “*buttes*”. Los autores consideran que las rocas del basamento fueron posiblemente alteradas bajo condiciones de climas cálidos y húmedos, previo a la depositación de las sedimentitas proterozoicas. Agregando además que a veces se produjo alteración hidrotermal a lo largo de diaclasas horizontales, con descomposición de los feldespatos, originando lo que localmente se conoce como arena de cantera. Finalmente, interpretan a los rodados ascendidos (*Tapia, 1937*) como materiales meteorizados.

*Rabassa et al. (1995)* analizan el significado de las formas de relieve relictuales de Tandilia y Ventania en el contexto de la evolución del paisaje gondwánico, utilizando como marco de correlación la historia geomorfológica de Sudáfrica. *Rabassa et al. (1998)* presentan resultados preliminares de las características generales de geofomas erosivas antiguas desarrolladas en Tandilia y Ventania, con el propósito de integrar su morfogénesis dentro del marco del margen pasivo del Atlántico Sur. Diferencian dos superficies de erosión en ambos sistemas serranos. Específicamente, en Tandilia, la más antigua se ubica en 450 – 500 m s.n.m. y la más joven (mucho más extensa) se encuentra entre los 200 y 340 m s.n.m. incrementando su altura desde el SE al NO. Usualmente se asocian a esta última perfiles de meteorización y geofomas menores (rocas nucleares y laderas cóncavas). La superficie más antigua en ambos sistemas es considerada de edad Mesozoico temprano a medio, anterior a los procesos de *rifting* del Jurásico tardío – Cretácico temprano. Con posterioridad a los procesos referidos y durante aproximadamente 60 Ma de relativa estabilidad, fue elaborada la segunda superficie, la que fue interrumpida en su evolución por los pulsos tectónicos del Cenozoico tardío.

*Zárate y Rabassa (2005)* efectúan una síntesis del estado de conocimiento del paisaje de la provincia de Buenos Aires, reafirmando para el ámbito de Tandilia en particular los conceptos

vertidos en trabajos previos (*Rabassa et al., 1995; 1998*) respecto a las geoformas de mayores (superficies de erosión) y menores dimensiones modeladas en el basamento cristalino.

*Demoulin et al. (2005)* proponen un modelo morfogenético de evolución del paisaje en el largo plazo, enfatizando la edad antigua (Paleógeno o aún Mesozoico) para la mayor parte del paisaje de Tandilia y Ventania. El modelo incluye dos episodios de ascenso de los sistemas serranos los que están en fase con procesos de subsidencia incrementada y sedimentación en las cuencas vecinas del Salado y Colorado. Tales episodios corresponden al “*rifting*” del Atlántico sur del Jurásico tardío – Cretácico temprano y a la reactivación de estructuras en las sierras durante el Neógeno consecuencia de la Orogenia andina. *Rabassa (2009)* diferencia paisajes Gondwánicos en Argentina, dentro de ellos aquellos representados en el ámbito de las Sierras de Tandil.

## **4.2. Geomorfología del área de estudio**

Las geoformas modeladas en las secuencias rocosas desarrolladas en las zonas consideradas integran rasgos de dimensiones y jerarquías variadas y son agrupadas para su tratamiento en:

- \* Geoformas modeladas en rocas del basamento cristalino y laderas asociadas.
- \* Geoformas labradas en SPPS y laderas asociadas.
- \* Rasgos ubicados en el MEP, desarrollados en sedimentos y sedimentitas de la CC.
- \* Geoformas y elementos asociados producto de actividad antrópica.

Los principales rasgos diferenciados han sido representados en las *Figuras IV, V, VI*, correspondientes a los mapas geomorfológicos de las *Zonas 1, 2 y 3*, respectivamente.

### **4.2.1. Geoformas modeladas en rocas del basamento cristalino y laderas asociadas**

Los rasgos desarrollados en las secuencias rocosas del basamento cristalino están representados en las tres zonas consideradas y presentan diversa expresión morfológica, como asimismo, jerarquías y dimensiones variadas. Las geoformas se distribuyen para la totalidad del área en conjunto con una dirección principal NO – SE, coincidente con la alineación general del cordón serrano de Tandilia. En las tres zonas, el mayor desarrollo se presenta preferentemente, en sectores ubicados hacia el N de los cuerpos serranos modelados en secuencias de las SPPS (*Figuras IV, V, VI*). Los rasgos expuestos en el basamento y referidos en conjunto en dichas figuras, como remanentes de erosión, incluyen diversas geoformas que son tratadas en el texto.

#### **4.2.1.1. Geoformas mayores**

Dentro de este conjunto de rasgos, las lomadas integran las de mayores dimensiones, presentan un aspecto alargado (elíptico, irregular con tramos alargados en direcciones particulares) y

en otras oportunidades aproximadamente equidimensional, con un relieve de escasos 3-4 m a algo más de 30 metros. Algunas están separadas de los cerros modelados en las SPPS, otras, por el contrario, se ubican adyacentemente a éstos, situándose en general en posiciones topográficas más bajas. Ciertas lomadas se disponen con una dirección general NO-SE coincidente con la de las sierras en su conjunto; otras, presentan los ejes mayores, orientados con dirección N-S, E-O y aun NE-SO, en ocasiones.

Las lomadas alargadas (*Figura 2*) pueden alcanzar longitudes cercanas a los 1.500 m y un variado relieve respecto al MEP adyacente, comprendido entre 4 m a más de 40 metros. Algunas de estas lomadas son alargadas en el sentido de las estructuras dominantes que afectan las rocas del basamento, como se observa inmediatamente al N del Cerro Gruta de Oro (*Zona 1*) y al O del Castillo de Anchorena (*Zona 2*). Asociados a las lomadas alargadas suelen diferenciarse pequeños valles, cuya dirección varía entre menos de 45° a casi 90° con respecto a la general del afloramiento rocoso. Ejemplos de estas geoformas, entre otras, se desarrollan en el pequeño cerro ubicado inmediatamente al N del Cerro Gruta de Oro (*Zona 1*) y en el situado a 2,9 km al SO del Castillo de Anchorena en la *Zona 2* (*Figuras IV, V*). Algunas de las lomadas adquieren una disposición irregular con tramos alargados en distintas direcciones separados de otros por el MEP. Uno de los mejores ejemplos de este tipo de rasgos se observa a 3,5 km al O del Castillo de Anchorena en la *Zona 2* (*Figura V*). Un rasgo de disposición elíptica se desarrolla a 1,5 km al O del Cerro Guacho en la *Zona 1* (*Figura IV*). Una geoforma aproximadamente equidimensional, es aquella en la cual se ubica la cantera San Miguel. Presenta un relieve de 18 m y se encuentra en el extremo NE de la zona previamente referida (*Figura IV*). En las laderas de las lomadas, parcialmente cubiertas con detritos se desarrollan pequeños cursos de agua (asociados en ocasiones a bañados), que se continúan en el MEP.

#### **4.2.1.1.1. “Inselbergs” (incluyendo geoformas menores asociadas)**

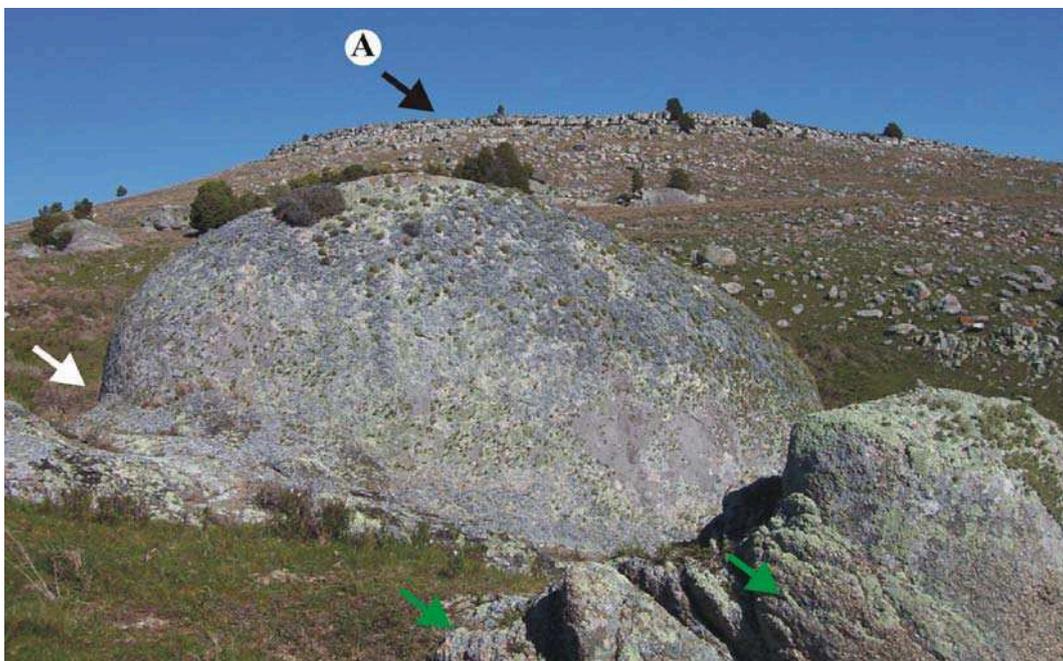
La morfología de distintas lomadas del basamento cristalino, adopta el aspecto de “inselberg”. Este término significa monte isla y, de acuerdo a *Gutiérrez Elorza (2008)*, fue primeramente utilizado por *Bornhardt (1900)* para describir las colinas rocosas escarpadas que destacan sobre las llanuras tropicales de Tanganika (actual Tanzania). Durante los meses húmedos, amplias áreas de dichas planicies son inundadas y algunas de las colinas semejan islas (*Bloom, 1991*). Como el término “inselberg” fuera luego extendido para colinas residuales sobre pedimentos en ambientes semiáridos y áridos, *Willis (1934)* propuso que las colinas similares a domos sin taludes típicas en regiones de sabana deberían ser denominadas “bornhardts” (*Bloom, 1991*). Estos rasgos se encuentran prácticamente en todos los tipos de clima (*King, 1957a; Kesel, 1973*) y su génesis suscita cuestiones fundamentales, ya sea si está vinculada a la exhumación de la superficie basal de meteorización o al retroceso de las laderas (*Gutiérrez Elorza, 2008*). Dos tipos de “inselbergs” son

reconocidos por *Gutiérrez Elorza (2008)*: a) “inselbergs” de bloques o “tors” y b) “inselbergs” en domo o

“bornhardts”. En la Zona 3, a 800 m al NE de L34, como entre Cuchilla de Las Aguilas y el Cerro sin nombre 1 ubicado inmediatamente al E de aquel, se desarrollan ejemplos de “inselberg” de bloques (*Figura 13*). En el primero de ellos, los “tors” corresponden a bochones (de aspecto subsférico) y bloques (no subsféricos), con predominio de los primeros. En los “tors” son comunes las fracturas, muchas de ellas ampliadas por procesos de meteorización y posterior remoción de los materiales.



**Figura 13:** Partido de Tandil, Zona 3. “Inselberg” de bloques o “tors”, ubicado a 800 m al NE de L34. (A): Evidencias de actividades mineras. El ancho de la imagen en el sector de “tors” es de unos 80 metros.



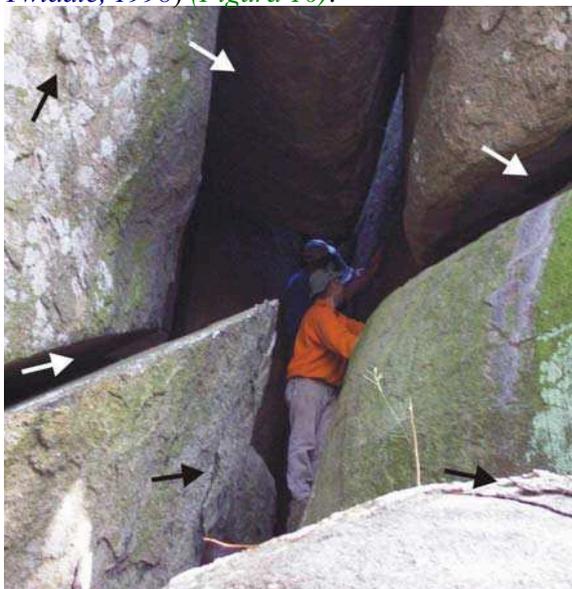
**Figura 14:** Partido de Tandil, Zona 3. Corresponde a un sector del “inselberg” de bloques o “tors” de la **Figura 13**. (A): Frente escarpado y talud principal en cerros labrados en SPPS. La flecha blanca indica una incipiente ladera acampanada (“flared slope”) antigua, en un afloramiento con aspecto de cúpula en rocas granitoides. Las flechas verdes señalan escamaciones. El ancho del rasgo con aspecto de cúpula es de unos 4 metros.

Algunos, se presentan separados por fracturas, integrando bloques (o bochones) partidos (*Bourne y Twidale, 2002*); otros, presentan cortezas de meteorización esferoidal (*Gutiérrez Elorza, 2008*).

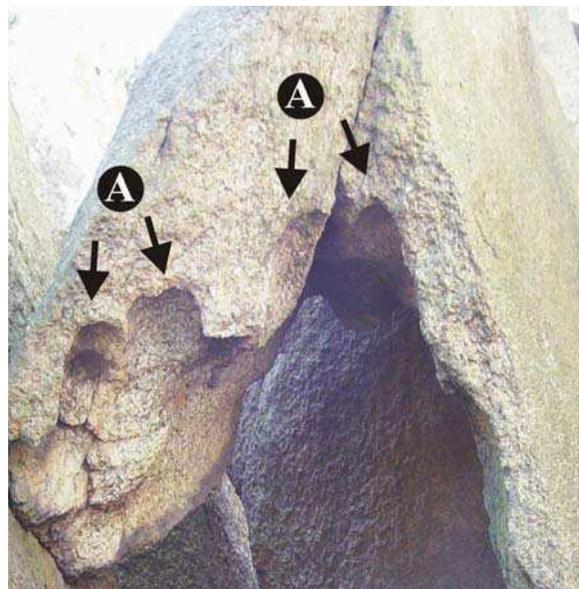
Eventualmente, algún afloramiento presenta hacia la base una pendiente cóncava o “*flared slope*” (*Campbell, 1997; Bourne y Twidale, 2002; Twidale y Bourne, 2004*) o ladera extraplomada (*Gutiérrez Elorza, 2001*) incipiente (*Figura 14*).

En ocasiones, la ampliación de fracturas, remoción de materiales y probables deslizamientos han generado cuevas irregulares, en general de escasas dimensiones (*Figura 15*).

En algunos casos fueron diferenciadas cavidades pequeñas de aspecto cóncavo constituyendo “*tafonis*” (singular “*tafone*”, vocablo corso con significado de perforación o ventana, *Vidal Romani y Twidale, 1998*) (*Figura 16*).



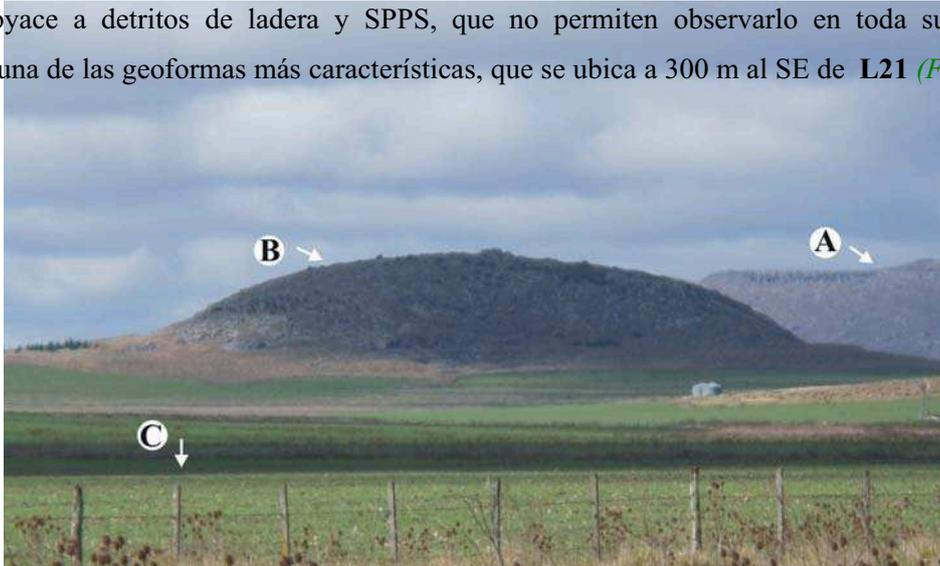
**Figura 15:** Partido de Tandil, Zona 3. Corresponde al “*inselberg*” de bloques o “*tors*” ubicado a 800 m al NE de L34. Una pequeña cueva desarrollada por meteorización a lo largo de fracturas (flechas blancas) y posterior remoción de los materiales. Las flechas negras señalan escamaciones. Para estimar la escala utilice las personas ubicadas en el centro de la imagen.



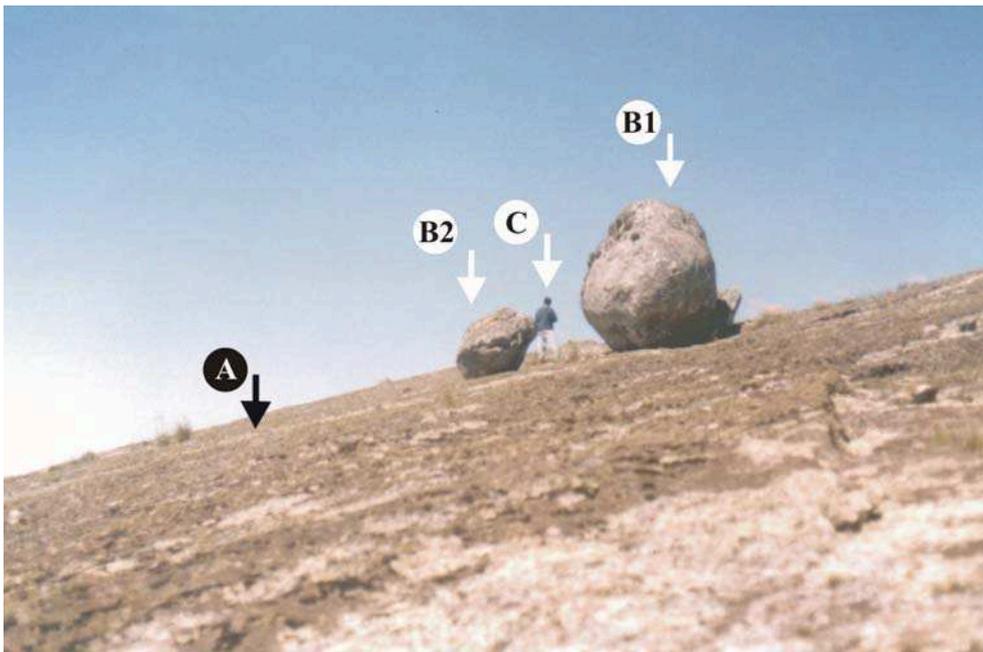
**Figura 16:** Partido de Tandil, Zona 3. A 800 m al NE de L34. (A): Pequeños “*tafonis*” desarrollados en afloramientos granitoides en un paisaje local de un “*inselberg*” de bloques o “*tors*”. El ancho de la imagen es de unos 2 metros.

Rasgos con aspecto de “*inselbergs*” dómicos, están representados por el Cerro Guacho, el cerro ubicado al O de la Estancia La Concordia y el cerro en la Estancia San Miguel, todos en la Zona 1 (*Figura 17*). Sin embargo, un rasgo al que denominamos semidomo, debido a que una parte del

mismo subyace a detritos de ladera y SPPS, que no permiten observarlo en toda su extensión, representa una de las geofformas más características, que se ubica a 300 m al SE de L21 (Figura 18).



**Figura 17:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. (A): Cerros en las SPPS. (B): “Inselberg” dómico (“Bornhardt”), con aspecto de lomo de ballena, modelado en el Complejo Buenos Aires. (C): MEP (= Manto Eólico Periserrano). La longitud del “bornhardt” es de aproximadamente 800 m y la altura de unos 25 metros.



**Figura 18:** Partido de Tandil, Zona 3. A 300 m al SE de L21. (A): Forma de aspecto semidomático elaborada en rocas del basamento cristalino. (B1): Bochón colgado o “perched boulder”. (B2): Bloque colgado o “perched block”. Para estimar la escala, utilice la persona señalada en (C).

Este rasgo presenta una pendiente general suavemente convexa, en sectores con desarrollo de algunas fracturas aproximadamente paralelas a subparalelas a la superficie del cuerpo, que integran fracturas en lajas (= en capas = en manto) o “sheet fractures” (Vidal Romani y Twidale, 1999). Dichas

fracturas, asociadas a otras de fuerte inclinación (verticales a casi verticales), delimitan fragmentos rocosos que constituyen estructuras en lajas (en capas o en manto) (*Twidale et al., 1999*). En la superficie del cuerpo semidomático se diferencian dos rocas ubicadas en posiciones de pendiente comprometidas, integrando la mayor, un bochón colgado y la restante un bloque colgado, la primera de las mencionadas, además con un fragmento rocoso desprendido (*Figuras 18, 51, 99*). En afloramientos cercanos al cuerpo semidomático (como también en el “inselberg” de bloques ubicado entre Cuchilla de Las Aguilas y el Cerro sin nombre 1) fueron diferenciados hoyos de meteorización (*Thornbury, 1960*), o “*gnammas*” (*Twidale, 1968*), también conocidos como cuencas rocosas (*Campbell, 1997*) o pilancones de meteorización (*Gutiérrez Elorza, 2001*), de escasos centímetros de profundidad y diámetro.

Asociados a las geoformas en el basamento cristalino, se diferencian remanentes de mantos de meteorización, ubicados en posiciones topográficas en general bajas, con respecto al relieve en cerros modelados en SPPS. Entre otros pueden citarse aquellos desarrollados en el extremo E del Cerro sin nombre 1 (*Zona 1*) y en las adyacencias de **L14** (*Zona 3*).

Los productos de alteración y el origen de los “*bornhardts*” y rasgos asociados reconocidos en el basamento cristalino del área han sido ha sido objeto de distintas interpretaciones.

La alteración del basamento cristalino, ha sido referida en distintos sectores del sistema serrano de Tandilia (*Teruggi y Kilmurray, 1980; Rabassa et al., 1995; Rabassa et al., 1998; Di Paola, 1998; Zárate y Rabassa, 2005*). Asimismo han sido descritos, en distintas localidades rasgos menores representados por rocas nucleares inmersos en la masa alterada (*Rabassa et al., 1995; Zárate y Rabassa, 2005; Gentile, 2009c*). Mientras que algunas interpretaciones hacen referencia a procesos de hidrotermalismo para la alteración del basamento (*Di Paola, 1988*), en ocasiones localizado en fracturas (*Teruggi y Kilmurray, 1980*) otras han enfatizado el rol de la meteorización química en su formación (*Teruggi y Kilmurray, 1980; Rabassa, et al., 1995*). Las observaciones realizadas en el área de estudio y alrededores indican que estos productos de alteración corresponden principalmente a mantos de meteorización, tal lo señalado por *Teruggi y Kilmurray (1980)* y *Rabassa, et al. (1995)*, agregando además los últimos autores, que son las raíces profundas de dichos mantos.

Con respecto a los “*bornhardts*”, dos interpretaciones ampliamente aceptadas han sido propuestas para explicar su origen. Una de ellas, considera que estos rasgos son los últimos remanentes que han persistido a un retiro por grandes distancias de las escarpas (*King, 1942; 1962*), constituyendo así “*monadnocks*” de posición (*Twidale, 2007*). La segunda interpretación considera que los “*bornhardts*” son el resultado de la exhumación de un macizo rocoso, profundamente alterado *Gutiérrez Elorza (2008)*. Esta última, indica que los “*bornhardts*” son formas estructurales desarrolladas en compartimientos de roca resistente con pocas fracturas abiertas, mientras que la roca que los rodea es altamente fracturada y de este modo sujeta a meteorización, originando de esta manera “*monadnocks*” de resistencia (*Twidale, 2007*). De acuerdo a esta teoría, los “*bornhardts*” se desarrollan en dos estados; meteorización diferencial por debajo de la superficie, seguida por remoción

del regolito para exponer el frente de meteorización (la interfase entre el material meteorizado y el sustrato no meteorizado). Es decir, son de esta manera geoformas grabadas o “*etch*” (Twidale, 2007).

Algunas evidencias permitirían indicar que la exhumación a partir de la remoción del material meteorizado es responsable de la presencia de los “*bornhardts*” y geoformas de menores dimensiones (“*flared slopes*”, bochones, bloques) en la superficie del terreno. Parte de las evidencias fueron reconocidas en áreas cercanas, sin embargo esto no convalida la interpretación, ya que los procesos de meteorización han ocurrido a escala regional (Rabassa et al., 1995).

Algunos de los “*bornhardts*” como el representado en la **Figura 17** permanecen separados y alejados de la divisoria principal, correspondiéndose de este modo con “*monadnocks*” de resistencia en el sentido de Twidale (2007). Si estos representaran los últimos remanentes que han sobrevivido a un retiro por grandes distancias de las escarpas deberían integrar parte de las divisorias (“*monadnocks*” de posición).

En parte de los taludes de los cerros modelados en las SPPS, se observan cuerpos granitoides aflorantes a modo de rasgos domáticos embrionarios (Gutiérrez Elorza, 2008) de escasos 1-2 m de altura, los que se ubican a una cierta distancia de los FE elaborados en las SPPS, indicando que, mientras las sedimentitas han estado sujetas a un retiro paralelo, los domos embrionarios habrían sido expuesto por remoción de los materiales subyacentes.

En la ciudad de Tandil y alrededores las observaciones realizadas permitieron reconocer distintas etapas de desarrollo de los rasgos, en ocasiones se han registrado mantos de meteorización con rocas nucleares inmersas y a unas pocas decenas de metros bochones y bloques en superficie, indicando claramente que fueron exhumados.

Las laderas cóncavas o “*flared slopes*” son el resultado de la meteorización por debajo del nivel del terreno, debido al agua circulando en el interior del regolito en las márgenes de un domo o “*bornhardt*”, bloque o bochón, creando una concavidad justo debajo de la superficie del terreno. Cuando estas concavidades quedan expuestas como resultado de la erosión del regolito y descenso del nivel de la planicie, son conocidas como “*flared slopes*” (Twidale, 1962). Estas laderas son también geoformas de dos estados, el primero involucra meteorización subsuperficial y el segundo estado implica la remoción del regolito con la exposición del frente cóncavo de meteorización.

Además de la incipiente ladera cóncava diferenciada (Figura 14), también han sido reconocidas en otros sectores del ámbito de Tandilia (Rabassa, et. al., 1998; Demoulin et al., 2005), presentando un desarrollo importante en distintos cerros granitoides ubicados en la ciudad de Tandil y alrededores (Gentile, 2009c). Asimismo, se diferenciaron durante los trabajos de campo algunas de ellas en las cercanías de la Sierra Alta de Vela (fuera del área de estudio) distante unos 25 km al N de la Zona 1. Estas laderas, al igual que los rasgos mencionados (“*bornhardt*”, bochones y bloques) habrían sido expuestas debido a exhumación.

Con respecto a los “*tafonis*” se considera que pueden originarse en superficie (expuestos) o bien por su asociación, en ciertos casos, con “*flared slopes*” se infiere que también pueden haberse

iniciado en el frente de meteorización (*Campbell, 1997*). *Vidal Romani y Twidale (1998)* consideran que el origen de estas cavidades se debe a la distorsión de la estructura de la roca, por deformación mecánica previa a la exhumación, ya sea por la presión litostática existente en los puntos de contacto entre el bloque y la base rocosa inferior, o bien por la concentración de fuerzas en puntos localizados durante la deformación del macizo. Se generan así sectores de roca menos resistentes a la meteorización, que favorecen el desarrollo de las cavidades.

Para los “*tafonis*” no se dispone de evidencias que permitan señalar que el inicio de su desarrollo haya comenzado en el frente de meteorización a pesar de su relación con otras geofomas que sí, se han iniciado y desarrollado en el frente referido. Una consideración similar puede hacerse con relación a las cuencas rocosas o “*gnammas*”, para las cuales, ha sido referido que muchas de ellas, son iniciadas en el frente de meteorización y otras se forman sobre superficies expuestas (*Campbell, 1997*).

Con respecto a las fracturas y estructuras en manto, se ha señalado, que la interpretación más favorecida para las estructuras en manto es aquella que considera que ellas, son el resultado de la expansión y fracturación tangencial debida a descarga erosiva (*Gilbert, 1904*, en *Vidal Romani y Twidale, 1999*). Sin embargo las evidencias de campo muestran que contrariamente al pensamiento común, las fracturas y estructuras en manto son debidas a esfuerzos compresivos (*Vidal Romani y Twidale, 1999*).

#### **4.2.1.2. Otras geofomas**

##### **4.2.1.2.1. Topografía de crestas y depresiones asociadas**

Una morfología irregular de crestas y depresiones asociadas caracteriza, en muchos casos, parte del paisaje local del basamento cristalino, pudiendo desarrollarse en geofomas mayores y menores. Las crestas corresponden a geofomas positivas del relieve en contraposición a las partes deprimidas, con un relieve entre ellas que varía desde escasos 0,5 m a 1,5 m en términos generales. Las depresiones se ubican adyacentemente a las crestas, en aquellos lugares donde se presenta más de una de las últimas. Pueden desarrollarse a lo largo de unos pocos metros a algunas decenas y aún centenares de metros, pudiendo estar separadas por pequeñas abras, cortadas transversalmente a lo largo de la dirección del rumbo.

Esta morfología presenta una dirección predominante NO-SE y NE-SO. Con la primera de las direcciones puede observarse en el cerro sin nombre ubicado a 900 m al O del casco de la Estancia La Concordia en el sector N de la *Zona 1 (Figura IV)*. Otras veces, como se observa en algunos afloramientos ubicados al O del Castillo de Anchorena, el rumbo es NE-SO (*Figura V*).

En otras oportunidades el relieve local de crestas y depresiones se desarrolla asociado a laderas de cerros coronados por secuencias de las SPPS. Esta situación se observa en la ladera ubicada al S del Castillo de Anchorena (*Zona 2*), donde las crestas y depresiones se presentan con una dirección NO-SE (*Figura V*). En algunas de las laderas mencionadas (como la ubicada al SO del Castillo de Anchorena), actúan como divisorias de menor jerarquía concentrando el escurrimiento superficial.

#### **4.2.1.2.2. Crestas de diques**

Conforman rasgos alargados y de relieve positivo similar, en parte, al representado por las crestas mencionadas anteriormente, elevándose en general, menos de 1 m con respecto al relieve circundante. La expresión morfológica positiva, contrasta con la de los diques de diabasa señalados para las sierras de Tandil y Azul, los que adquieren forma de trinchera, debido a una mayor profundización en la parte central con respecto a los costados (*Dalla Salda et al., 2005*).

#### **4.2.1.2.3. Montículos de pequeñas dimensiones separados de los cuerpos mayores**

Un conjunto de montículos de menores dimensiones a modo de protuberancias, se distribuyen separados en general del cuerpo principal de los cerros modelados en el Complejo Buenos Aires y rodeados por secuencias sedimentarias integrantes del MEP. Superficialmente son de escasos metros cuadrados y los sectores aflorantes, persisten en el paisaje principalmente y en su gran mayoría como *tors* en el sentido de *Bloom (1991)*.

#### **4.2.1.3. Algunas morfologías de lomadas modeladas en el basamento cristalino**

Algunos de los tipos principales de morfologías de lomadas, que fueron diferenciadas en los conjuntos rocosos del basamento, fueron agrupados en cuatro tipos (a, b, c y d); parte de ellos con evidencias de deslizamientos (*Figura 19*).

El **Tipo a** fue reconocido en el extremo sur del Partido de Tandil (*Zona 3*), a 300 m al SE de **L21**. La ladera considerada en las rocas del basamento cristalino, muestra un perfil suavemente convexo y corresponde a una geoforma de aspecto semidomático, con acumulaciones detríticas de poco espesor hacia las partes bajas; gradando más allá hacia el MEP, mientras que en las partes elevadas subyace a detritos de ladera y a SPPS, situación esta última que no permite observar el contacto de las rocas mencionadas en primer término con las sedimentitas referidas.

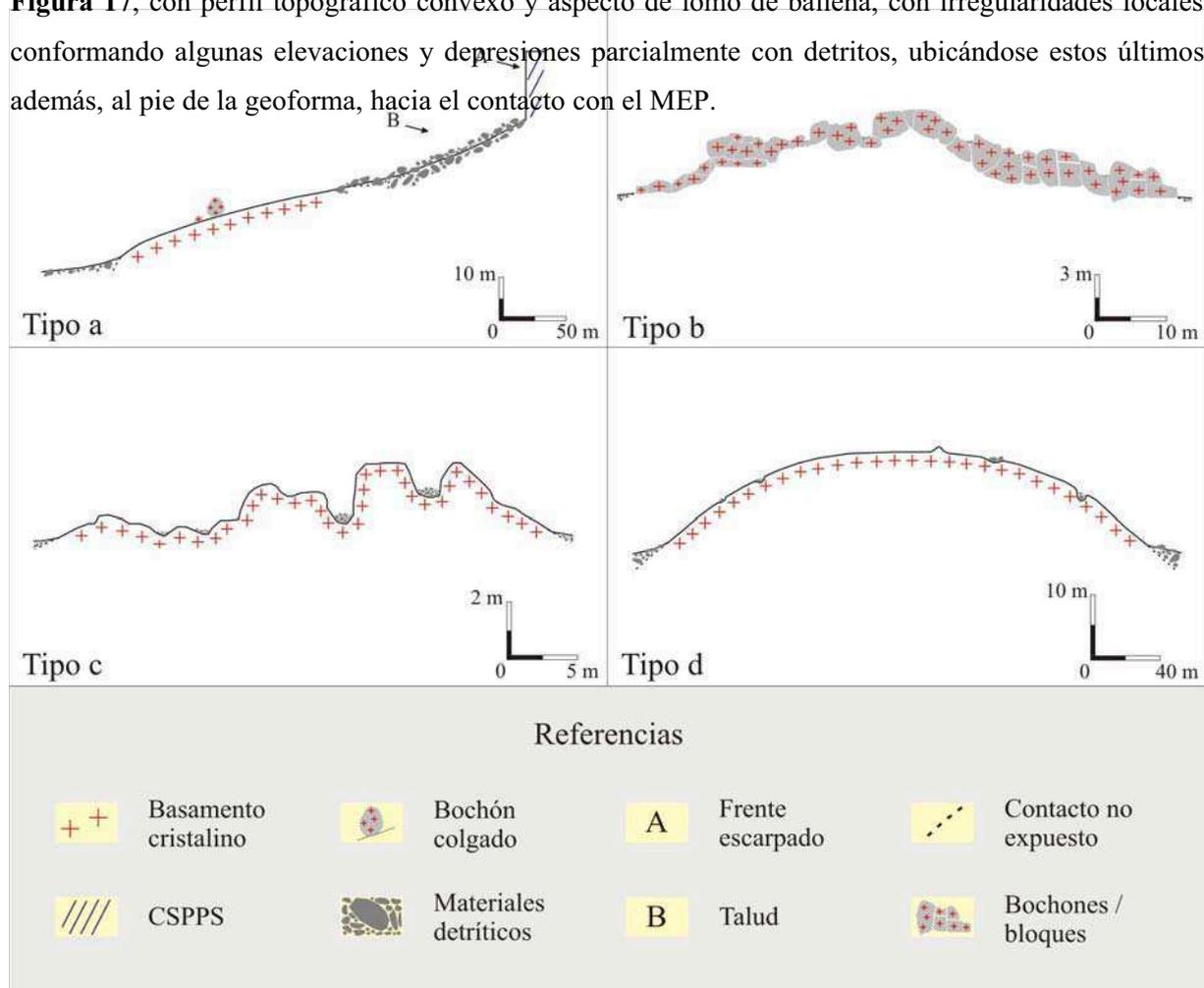
El **Tipo b** corresponde a una morfología de “*inselbergs*” de bloques o “*tors*”, como la desarrollada entre Cuchilla de Las Aguilas y el Cerro sin nombre 1 de la *Zona 1*, o aquella ubicada en el extremo S del partido de Tandil, en cercanías de **L34** y al NE de la misma (*Zona 3*). El perfil

topográfico general es convexo, localmente con irregularidades debido al desarrollo de bochones y bloques. Esta morfología, al igual que la correspondiente al Tipo a, hacia las partes bajas (y también

entre algunos bloques y bochones) presenta acumulaciones de materiales detríticos, los que gradan más allá a sedimentos integrantes del MEP.

El **Tipo c** se desarrolla en lomadas de basamento cristalino con evidencias de una morfología de crestas y depresiones asociadas. El perfil transversal es convexo en su aspecto general, con pequeñas elevaciones correspondientes a las crestas y partes deprimidas asociadas que integran depresiones. Entre las crestas y las depresiones se acumulan detritos, al igual que hacia las partes distales bajas, gradando en este último caso, más allá, hacia el MEP.

El **Tipo d** corresponde a un “inselberg” dómico (“bornhardt”), como el representado en la **Figura 17**, con perfil topográfico convexo y aspecto de lomo de ballena, con irregularidades locales conformando algunas elevaciones y depresiones parcialmente con detritos, ubicándose estos últimos además, al pie de la geoforma, hacia el contacto con el MEP.



**Figura 19:** Algunos tipos principales de morfologías de cerros modelados en afloramientos del basamento cristalino. Las escalas son aproximadas. Fuente: Elaboración propia.

## 4.2.2. Geformas elaboradas en las Sedimentitas pre Paleozoico superior y laderas asociadas

Las geformas elaboradas en estas sedimentitas, al igual que los rasgos modelados en basamento cristalino se desarrollan en las tres zonas y agrupan rasgos de distinta jerarquía, los que son agrupados para su tratamiento de acuerdo a sus dimensiones en: Geformas mayores, intermedias y menores.

### 4.2.2.1. Geformas mayores

#### 4.2.2.1.1. Cerros o lomadas y laderas asociadas

La morfología de los cerros o lomadas que integran las geformas de mayores dimensiones y jerarquía asociados a estas sedimentitas, puede ser reunida considerando la presencia o no de frentes escarpados (en adelante FE), asociados en dos grupos principales: a) con desarrollo de uno o más FE y b) sin presencia de FE (*Figuras IV, V, VI*).

Dentro del primero de los grupos, los cerros o lomadas pueden presentar en planta un aspecto alargado o irregularmente circular. Los primeros se desarrollan en las tres zonas consideradas, pudiendo alcanzar en algunos casos, más de 7 km de longitud, e integrando en muchas situaciones rasgos con aspecto de mesas poco definidas. Aquellos irregularmente circulares en planta, pueden presentar en perfil aspecto de cono truncado, conformando una morfología de “*buttes*”, como se observa en el Cerro El Sombrerito en la *Zona 1* (*Figura 20*) y el cerro sin nombre ubicado a 500 m al NE de L8 en la *Zona 3* (*Figura 21*), con cimas relativamente planas, parcialmente cubiertas por detritos y depósitos eólicos. Otras veces, algunos cerros presentan cimas relativamente planas y prácticamente horizontales, con un mayor desarrollo superficial que los anteriores, integrando mesas pequeñas, como la representada por el cerro sin nombre en L34 (*Zona 3*).



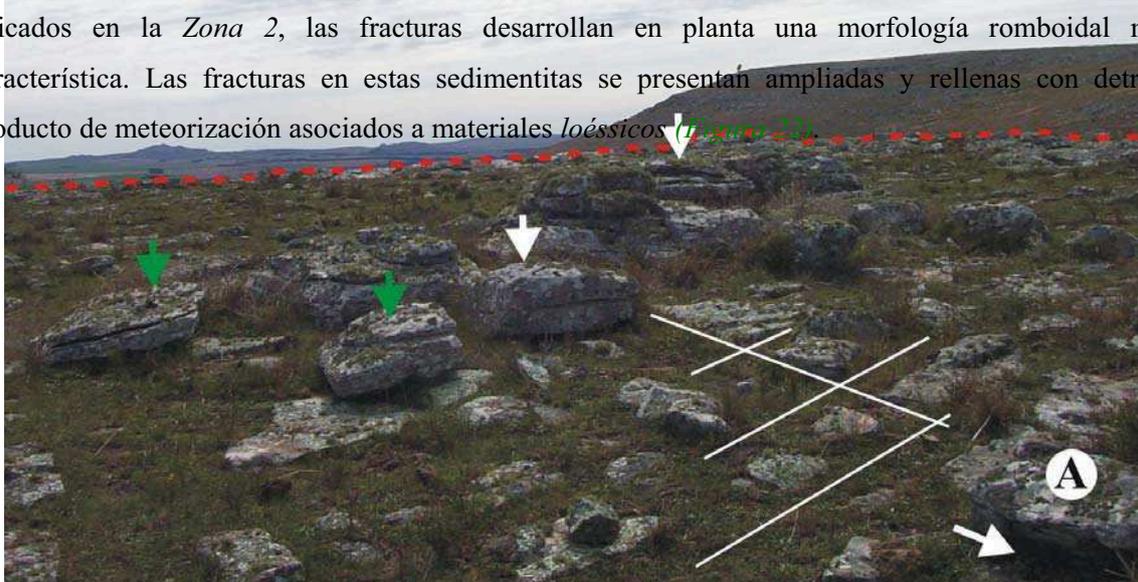
**Figura 20:** Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. Cerro El Sombrerito. (A): FE (= Frente escarpado) y cima plana. (B): Talud. (C): Afloramientos de basamento cristalino. Fotografía aérea: U27-18-08-81, C 1073 – 08, del MOP de la provincia de Bs. As.



**Figura 21:** Partido de Tandil, *Zona 3*. Cerro sin nombre. (A): FE y cima plana. (B): Talud. Fotografía aérea: 27-4-67, II-RH 358-9 del INTA.

Los cerros sin desarrollo de FE se pueden ubicar aislados o asociados a aquellos con FE, en este último caso, suelen presentarse en general, hacia el extremo meridional de los últimos cerros referidos. Pueden alcanzar longitudes cercanas a los 4 km y adquieren en muchos casos, perfiles topográficos transversales al eje mayor, de morfología irregularmente convexa, pudiendo presentar una topografía local escalonada y detritos asociados.

Dos sistemas de fracturas principales caracterizan las SPPS; uno de ellos presenta una dirección NE-SO y el restante NO-SE (*Figuras IV, V, VI*). Un sistema menos representado que los anteriores, muestra una dirección E-O. En distintos sectores, tales como en algunas cimas de cerros ubicados en la *Zona 2*, las fracturas desarrollan en planta una morfología romboidal muy característica. Las fracturas en estas sedimentitas se presentan ampliadas y rellenas con detritos producto de meteorización asociados a materiales *loésicos* (*Figura 22*).



**Figura 22:** Partido de Tandil, *Zona 3*. Un sector de la cima en Cerro Largo. Las líneas blancas señalan algunas diaclasas ensanchadas por meteorización y rellenas por detritos. Las flechas blancas verticales indican afloramientos y bloques separados con caras paralelas a la dirección de rumbo de las fracturas. (A): Ensanchamiento de planos de estratificación por procesos de meteorización. Las flechas verdes muestran bloques inclinados ya separados de la secuencia subyacente. La línea de trazos roja señala el límite aproximado de la cima. El bloque representado en el centro de la imagen tiene aproximadamente 2 m de largo.

Una morfología de aspecto escalonado caracteriza una parte importante de los cerros modelados en las SPPS (*Figuras IV, V, VI*), desarrollándose en laderas de valles y principalmente, por sobre los FE. Dicho relieve, muestra un perfil topográfico con aspecto general convexo y, en particular se integra por resaltos u escalones de 0,40 – 0,50 m de altura, aunque en ocasiones, localmente,

pueden ser cercanos al metro. Este escalonamiento puede alcanzar, discontinuamente, hasta 4 km (Cuchilla de Las Aguilas) de longitud en sentido paralelo al eje mayor de los cerros.

#### 4.2.2.2. Geoformas de dimensiones intermedias

##### 4.2.2.2.1. Frentes escarpados (FE) y rasgos asociados

Los FE representan uno de los rasgos más característicos asociados a las secuencias de las SPPS (*Figura 23*). Se desarrollan en las tres zonas y se ubican en general, hacia las partes superiores de los cerros, cuando consideramos esta situación, a partir del pie de los taludes asociados. En general la dirección de dichos frentes, tiende a coincidir al igual que el núcleo de los cerros, con los sistemas de fracturas. Suelen presentar mayor desarrollo en los sectores, septentrional y medio de las zonas consideradas, disminuyendo hasta desaparecer en el extremo meridional (*Figuras 15, 16, 17*).



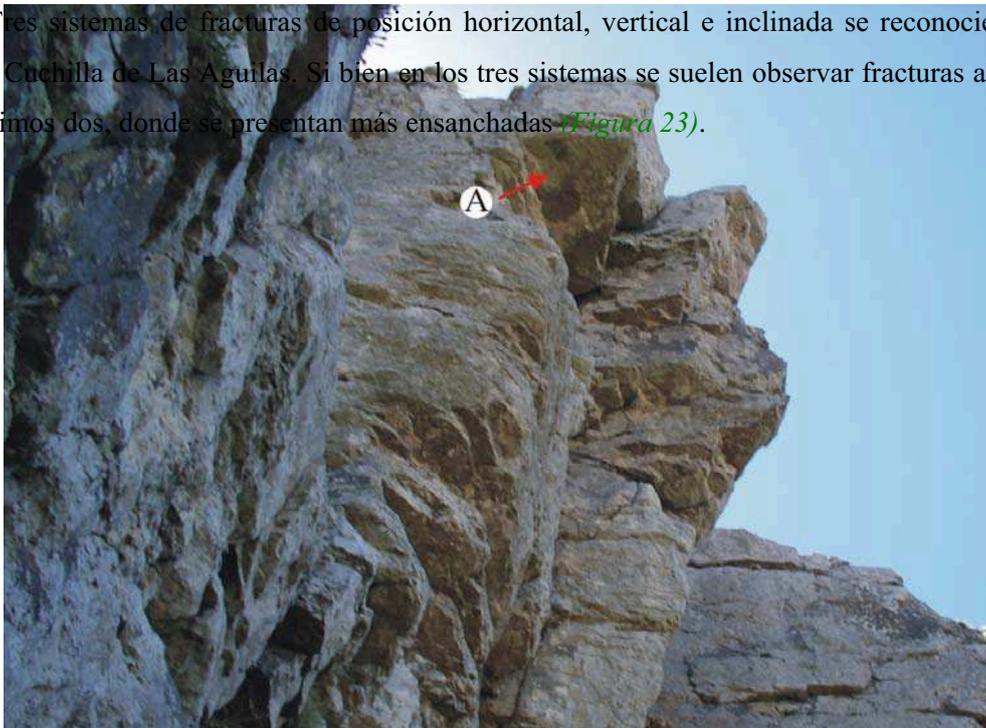
**Figura 23:** Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. Cuchilla de Las Aguilas. Una vista general del FETI que se desarrolla. (A), (B) y (C): Fracturas verticales, horizontales e inclinadas respectivamente. (D): Bloque caído. El FE tiene unos 12 m de alto.

Puede presentarse un FE bien definido como ocurre en gran parte del Cerro El Sombrero (*Figura 20*), entre otros. Sin embargo, en la gran mayoría de los casos, se desarrollan marcadamente dos FE principales, tales como aquellos ubicados en el extremo NE de Cuchilla de Las Aguilas, o en muchos tramos del Cerro Gruta de Oro. En otras oportunidades se manifiestan más de dos frentes, como se observa en algunos sectores del Cerro sin nombre 2. Otras veces en muchos de los cerros del área, se desarrollan frentes, en general de menor desarrollo y altura, que pueden presentarse sobre los frentes de mayor expresión morfológica. El FE, en el cual a partir de su pie se desarrolla el talud más

importante y se registraron además los deslizamientos más significativos del área, es denominado frente escarpado topográficamente inferior (en adelante FETI) (*Figura 23*). Los FE, pueden tener una continuidad lateral de poco más de 5 km, como se observa en el FETI que se orienta hacia el NO en Cuchilla de las Aguilas (*Figura IV*). La altura es sumamente variable, desde aproximadamente 1 m, hasta alcanzar valores cercanos a 15 m como máximo, tal como se presenta en algunos tramos de Cuchilla de Las Aguilas. En este sector, al igual que en el Cerro Gruta de Oro y Cerro sin nombre 2, como en muchos del área de la Sierra La Juanita, los FE presentan las mayores alturas.

Dichos frentes presentan pendientes pronunciadas, en general de morfología vertical (*Figura 23*) o muy cercana a ella y en algunos tramos de más de  $90^\circ$  (“*overhanging*”, *Summerfield, 1991*), coincidentes en general con superficies de estratificación (*Figura 24*).

Tres sistemas de fracturas de posición horizontal, vertical e inclinada se reconocieron en el FETI, de Cuchilla de Las Aguilas. Si bien en los tres sistemas se suelen observar fracturas abiertas, es en los últimos dos, donde se presentan más ensanchadas (*Figura 23*).

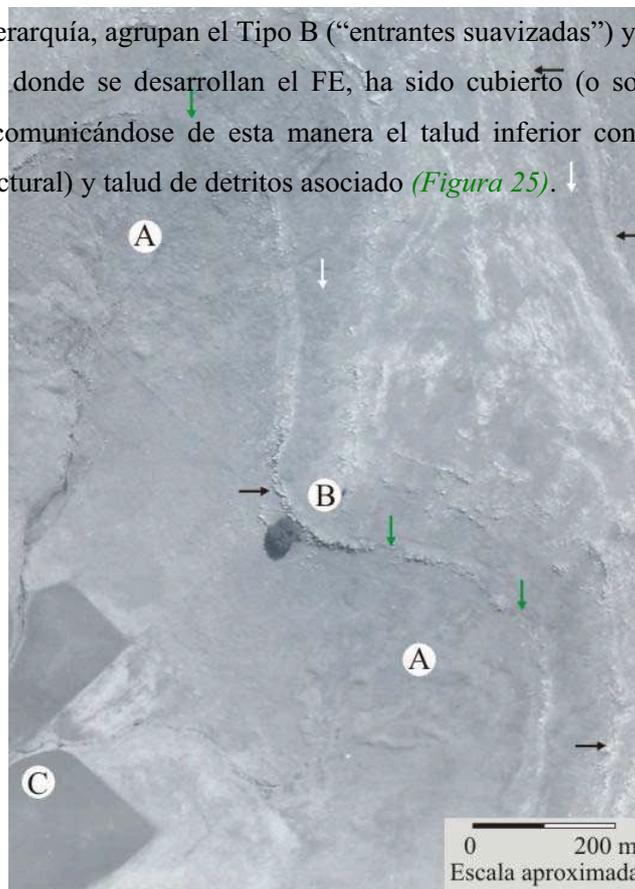


**Figura 24:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. FETI en un sector de Cuchilla de Las Aguilas. (A): Pendiente extraplomada. La altura del FE representada en el sector medio de la imagen es de unos 8 metros.

A lo largo de los FE se presentan “entrantes” y “salientes”. Las primeras, corresponden a sectores en los cuales el plano del FE se introduce en el núcleo del cuerpo serrano, desarrollándose desde el frente de la escarpa hacia el interior. Se diferenciaron básicamente tres tipos de “entrantes” de mayor y menor jerarquía.

Dentro de las geoformas de mayor jerarquía un solo tipo fue reconocido (Tipo A), caracterizado por su típico aspecto cóncavo hacia “afuera” del FE. Asociado al talud que se desarrolla a su pie, conforman en conjunto un rasgo con aspecto de anfiteatro en tres dimensiones muy característico. Si bien el sector de cabeceras de estos rasgos es típicamente cóncavo en planta, en ocasiones el rasgo total muestra en dicho sector, un aspecto cóncavo - convexo que resulta del desarrollo de dos pequeños anfiteatros. Estas geoformas suelen presentarse en grupos, desarrollándose adyacentemente unas a otras y limitadas por “salientes” (*Figura 25*). En 14 anfiteatros medidos, la amplitud entre las dos salientes fue, en todos los casos, mayor a la profundidad (considerada desde una línea imaginaria que une las dos salientes, hasta las cabeceras del anfiteatro). La amplitud varió entre 488 m y 1138 m y la profundidad, de 109 m a 563 metros. La relación (índice) amplitud/profundidad, estuvo comprendida entre 1,05 a 4,48.

Los de menor jerarquía, agrupan el Tipo B (“entrantes suavizadas”) y el Tipo C. El primero se caracteriza porque allí, donde se desarrollan el FE, ha sido cubierto (o soterrado) o prácticamente cubierto por detritos, comunicándose de esta manera el talud inferior con un sector relativamente plano (plataforma estructural) y talud de detritos asociado (*Figura 25*).



**Figura 25:** Partidos de Tandil y Benito Juárez, Zona 2. Fotografía aérea (H 1073-15, U 27-20-12-82). (A): “Entrante” Tipo A (anfiteatro). (B): Saliente. (C): Terreno cultivado en el MEP. Las flechas negras señalan algunos de los FE. Las flechas blancas indican taludes de menor jerarquía y hacia el contacto con el FETI, la presencia de un banco o plataforma estructural. Las flechas verdes corresponden a “entrantes” Tipo B. Entre C y el FETI se desarrolla el talud principal (talud inferior), con evidencias de deslizamientos.

El tipo restante se desarrolla en distintos sectores de los FE, inclusive también en aquellos frentes vinculados con anfiteatros. Estas “entrantes” pueden presentarse a 90° del plano del frente, casi paralelas al mismo o con distinta angularidad entre ambos extremos. Las dimensiones varían entre menos de 5 m a unos 100 m de longitud, con anchos comprendidos entre escasos 1 m a 15 metros. En general, las direcciones de estas “entrantes” son coincidentes con las de los sistemas de fracturas que se observan en la parte superior de los cerros, es decir, se asocian a dichos sistemas, indicando que los procesos de meteorización y erosión han aprovechado estos planos de debilidad para desarrollarse (Figura 26).

Las “salientes” (o espolones) son sectores de FE, los cuales han retrocedido menos hacia el interior de los cuerpos serranos. Son características del FETI, pero también acompañan a éste, en los otros frentes ubicados topográficamente más arriba que aquel (Figura 25).



**Figura 26:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. Un FE en Cuchilla de las Aguilas. (A): Entrante, de aproximadamente 1 m de ancho. (B): Bloques volcados “hacia adentro”. El bloque ubicado inmediatamente al lado de la entrante, es probable que sea sometido a procesos gravitacionales “hacia afuera” en el futuro. El FE, tiene entre 6 y 8 m de altura.

Hacia la base de los FE, pueden desarrollarse aleros y en ocasiones cuevas o cavernas, como las observadas en el sector de Cuchilla de Las Aguilas y Cerro Gruta de Oro (*Zona 1*). En este último, quizás una de las más conocidas corresponda a la denominada Gruta de las Aguas Doradas (*Aguirre, 1897*) o Gruta de Oro (*Feruggi, 1968*). Pequeñas cuevas y aleros fueron también diferenciados en sectores de la *Zona 3* (*Figura 27*).



**Figura 27:** Partido de Tandil, *Zona 3*. Una pequeña cueva de aproximadamente 1,6 m de alto ubicada en la base de un FE. La flecha negra indica el talud.

En las tres zonas, se desarrollan sectores relativamente planos, que incluyen plataformas (o bancos estructurales) asociadas a FE y cimas. La más notoria de las primeras se ubica en la parte superior del FETI, estando en muchas ocasiones claramente expuesta hacia el contacto con el mismo. Al pie del FE topográficamente por sobre el FETI, suelen estar cubiertas parcialmente por detritos originando taludes de menor jerarquía, que el desarrollado al pie del FETI (*Figura 25*). Estos bancos suelen tener mayor desarrollo en las partes terminales de muchos de los cerros alargados del área, donde pueden alcanzar 600 m de largo con un ancho máximo entre 250 m a 280 m, como se observa en el extremo SO del Cerro Gruta de Oro (*Zona 1*). Otras veces, el ancho expuesto de las plataformas varía entre un mínimo de 20 m como en el extremo N y E del Cerro sin nombre 2 (*Zona 1*), hasta un máximo de 100 a 200 m, como ocurre en sectores de Cuchilla de Las Aguilas (*Zona 1*).

#### 4.2.2.2.2. Taludes

A partir del pie de los FE se presentan acumulaciones de materiales detríticos que integran taludes de distintas dimensiones. Dos tipos de taludes fueron diferenciados de acuerdo a su desarrollo: Taludes de mayor y menor jerarquía.

### **I. Talud de jerarquía mayor**

El talud de jerarquía mayor corresponde al talud inferior (o ladera de detritos inferior), el que se desarrolla a partir del pie del FETI. Este talud es el de mayor desarrollo e importancia además con relación a los deslizamientos que afectan los materiales detríticos que lo constituyen.

Puede tener una amplitud y extensión lateral sumamente variada. El ancho, en ocasiones de escasos 50 m, puede en otros casos ocupar la totalidad de las laderas de un valle, como se observa en las cabeceras del curso sin nombre desarrollado en el área de la Sierra La Juanita (*Zona 2*) y alcanzar anchos cercanos a los 500 m (*Figura V*). En general son extensos lateralmente, pudiendo presentar en ocasiones algunos miles de metros de largo, como aquellos que bordean los cerros más importantes del área.

Valores de pendiente total obtenidos desde la base del FETI, hasta su finalización en el contacto con el MEP, en tres localidades de la *Zona 3*, variaron entre 9,9° y 12,28° (*Tabla 37*).

Los detritos acumulados al pie del FETI, como fuera señalado, pueden en ocasiones soterrar algunos tramos de dicho frente, allí donde el espesor alcanza la parte superior del FE. Esta situación conduce a la conexión del talud inferior (o ladera de detritos inferior) con el talud que se desarrolla por sobre el FE considerado. La unión se realiza a través de “entrantes suavizadas” o en otros sectores, en los cuales un tramo extenso del FETI, está cubierto por detritos. Ejemplos de estas situaciones (principalmente “entrantes suavizadas”) se registran en muchos sectores del FETI en las tres zonas de estudio (*Figuras IV, V, VI, 25*).

En el talud inferior y total o parcialmente separados del FETI, se observan remanentes de erosión y meteorización de los cerros (*Figuras IV, V, VI*). Algunos de ellos de 150 m de largo y 40 m de ancho, como el ubicado en el Cerro Gruta de Oro (*Figura IV*). Se desarrollan a partir de 6 m a 40 m del FE, presentándose en la gran mayoría de los casos el eje mayor de estos remanentes de erosión y meteorización, paralelo a subparalelo a la dirección predominante del FE en ese sector. Al igual que los cerros de los cuales derivan presentan FE, sistemas de fracturas y “entrantes” (en general de Tipo C).

El contacto entre el talud inferior y el MEP, es en sectores convexo y aún cóncavo-convexo hacia las menores alturas, coincidente con la parte terminal de antiguas lomadas producto de la acumulación de los materiales movilizados por los deslizamientos.

Cuando el talud inferior ocupa la totalidad de las laderas de un valle, suele también observarse la morfología convexa. En estos casos, se realza esta característica debido a las curvaturas que presentan los cursos de agua en el contacto con el pie del talud.

En los cursos de agua labrados en el talud inferior, en general no hay sedimentos finos, sólo gruesos, lo que podría señalar que aquellos han sido transportados hacia las partes distales más bajas y fuera de éste ámbito. Estos cursos presentan en general escasa profundidad, la que, posiblemente pueda relacionarse a una mayor infiltración en esos sectores, producto de la mayor granometría de los materiales que los integran.

En este talud se ubican cuerpos de agua tales como pequeñas lagunas de escasa profundidad y carácter transitorio a permanentes (**L1** en la *Zona 3*), al igual que bañados, ubicándose además, distintos tipos de obras, las que incluyen caminos, excavaciones mineras, silos, alambrados, plantaciones, pircas y algunas construcciones.

## **II. Taludes de jerarquía menor**

Estos taludes se desarrollan casi exclusivamente sobre el FETI. De todos ellos, uno de mayor desarrollo y continuidad lateral se ubica inmediatamente sobre el FETI y puede ser diferenciado en las tres zonas de estudio (*Figuras IV, V, VI, 25*). Al igual que en el talud inferior, en el de mayor desarrollo dentro de los de menor jerarquía, suelen observarse remanentes de erosión. Hacia las partes distales de este talud, suele observarse una plataforma o banco estructural de gran continuidad lateral en muchos de los cerros considerados.

En otras oportunidades, suelen registrarse dos taludes de menor jerarquía sobre el inferior, pero en general de escaso desarrollo.

### **4.2.2.3. Geoformas menores**

Geoformas menores representadas por alvéolos (*“honeycomb”*) fueron reconocidas en algunos pocos afloramientos ubicados en un sector de la Estancia Santa Rosa, correspondiente a la *Zona 3*. Los alvéolos, de carácter irregular, se desarrollan en una sección de unos 0,12 m<sup>2</sup> en rocas cuarcíticas y presentan 1 cm de profundidad y 0,5 cm de diámetro.

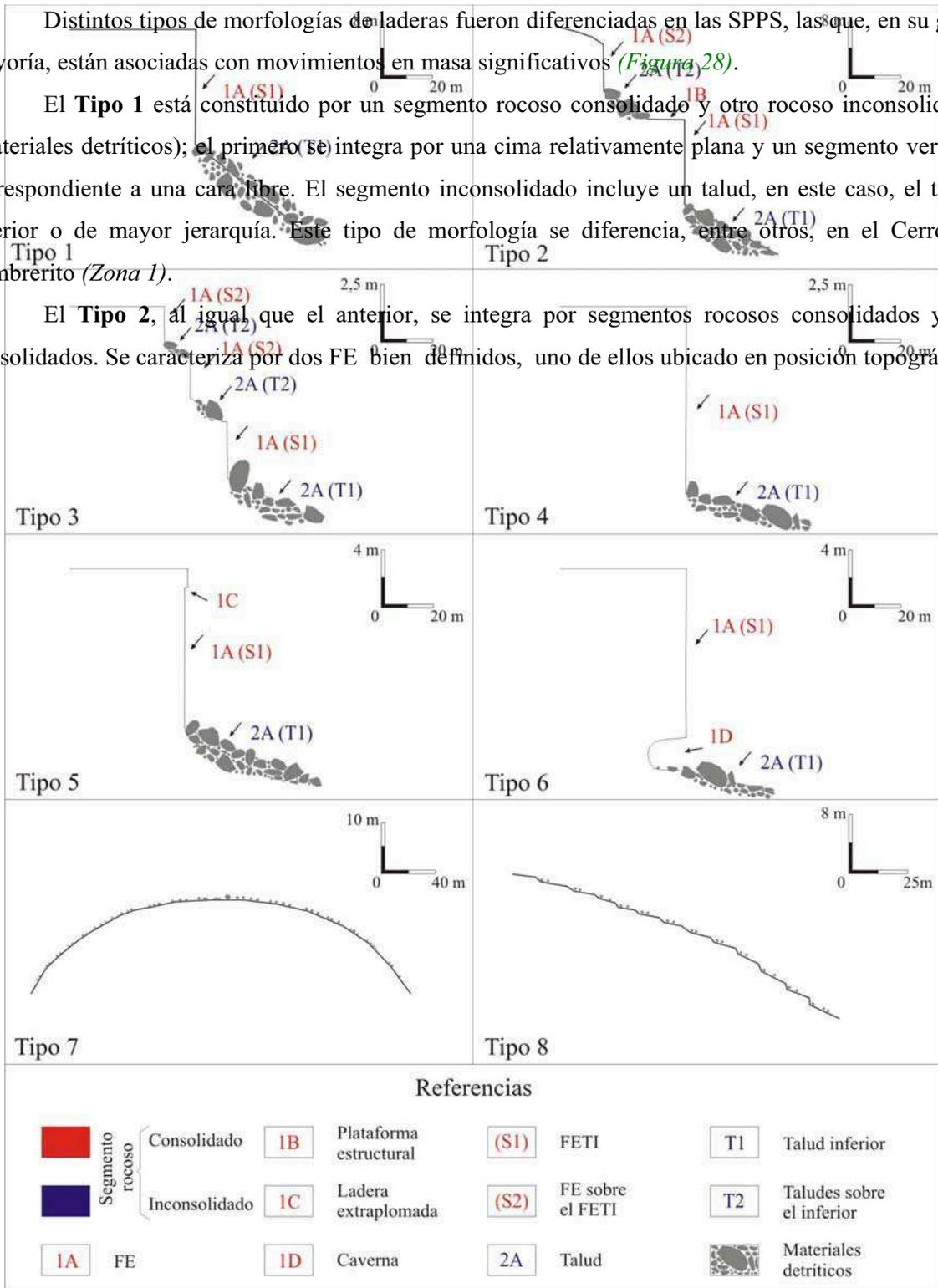
Otras depresiones irregulares a modo de pilancones, de mayores dimensiones que las anteriores y también producto de meteorización, fueron diferenciadas en algunos bloques caídos que integran el talud inferior en Cuchilla de Las Aguilas.

### **4.2.2.4. Algunos tipos principales de morfologías de laderas**

Distintos tipos de morfologías de laderas fueron diferenciadas en las SPPS, las que, en su gran mayoría, están asociadas con movimientos en masa significativos (Figura 28).

El **Tipo 1** está constituido por un segmento rocoso consolidado y otro rocoso inconsolidado (materiales detríticos); el primero se integra por una cima relativamente plana y un segmento vertical correspondiente a una cara libre. El segmento inconsolidado incluye un talud, en este caso, el talud inferior o de mayor jerarquía. Este tipo de morfología se diferencia, entre otros, en el Cerro El Sombrerito (Zona 1).

El **Tipo 2**, al igual que el anterior, se integra por segmentos rocosos consolidados y no consolidados. Se caracteriza por dos FE bien definidos, uno de ellos ubicado en posición topográfica



más baja integra el denominado FETI, a partir de cuyo pie, se desarrolla el talud inferior. A partir del pie del FE que se ubica sobre el FETI, se desarrolla un talud de menor jerarquía, el que da paso hacia las partes distales a una plataforma o banco estructural. Desde la parte superior del frente más elevado hacia la cima se puede desarrollar una pendiente convexa/escalonada. Un ejemplo característico de este tipo puede reconocerse en Cuchilla de Las Aguilas (*Zona 1*).

El **Tipo 3**, al igual que los anteriores, está constituido por segmentos rocosos consolidados y no consolidados, con la característica de poseer más de dos FE. Los más elevados presentan hacia su pie taludes de menor jerarquía y el FETI desarrolla ladera abajo el talud más importante.

Los **Tipos 4, 5 y 6** se observaron asociados principalmente a los **Tipos 1 y 2**. El **Tipo 4**, corresponde a un FE aproximadamente vertical, con desarrollo de un talud ladera abajo (*Figura 23*). Por su parte el **Tipo 5**, similar al anterior, se diferencia por el desarrollo de pendientes extraplomadas hacia la parte superior (*Figura 24*), mientras que el **Tipo 6** presenta cuevas hacia la base del FE. Es de hacer notar que los **Tipos 4, 5 y 6** pueden presentarse juntos a lo largo de un tramo considerado de FE.

El **Tipo 7** corresponde a una morfología aproximadamente convexa, con materiales detríticos en superficie, pero sin desarrollo de FE, bancos estructurales y taludes asociados. Este tipo se diferencia en muchos sectores ubicados hacia el sur de la *Zona 1*, donde estas laderas se unen gradualmente al MEP.

El **Tipo 8** se caracteriza por un perfil relativamente convexo, pero con una morfología local escalonada, donde alternan pequeños resaltos aproximadamente verticales con sectores de poca inclinación y detritos asociados. Fue diferenciado en distintos tramos de cerros ubicados en las tres zonas tratadas. Este tipo de ladera puede asociarse en la parte inferior con un FE, o bien gradar a una ladera de detritos.

#### **4.2.3. Rasgos en el Manto Eólico Periserrano desarrollados en sedimentos y sedimentitas de la Cubierta Cenozoica**

**Figura 28:** Distintos tipos principales de laderas modeladas en materiales correspondientes a las SPPS. Las escalas son aproximadas. Fuente: Elaboración propia.

El MEP corresponde a un ámbito geomórfico de mayor jerarquía producto principalmente de acumulación eólica. En el sector de estudio se desarrolla a partir de los sectores distales bajos de las laderas de detritos asociadas a los cerros modelados en las SPPS y basamento cristalino, o inmediatamente adyacente, al pie de montículos o promontorios de escasas dimensiones. Este ámbito se caracteriza por la presencia de geoformas de relieve positivo y relieve deprimido.

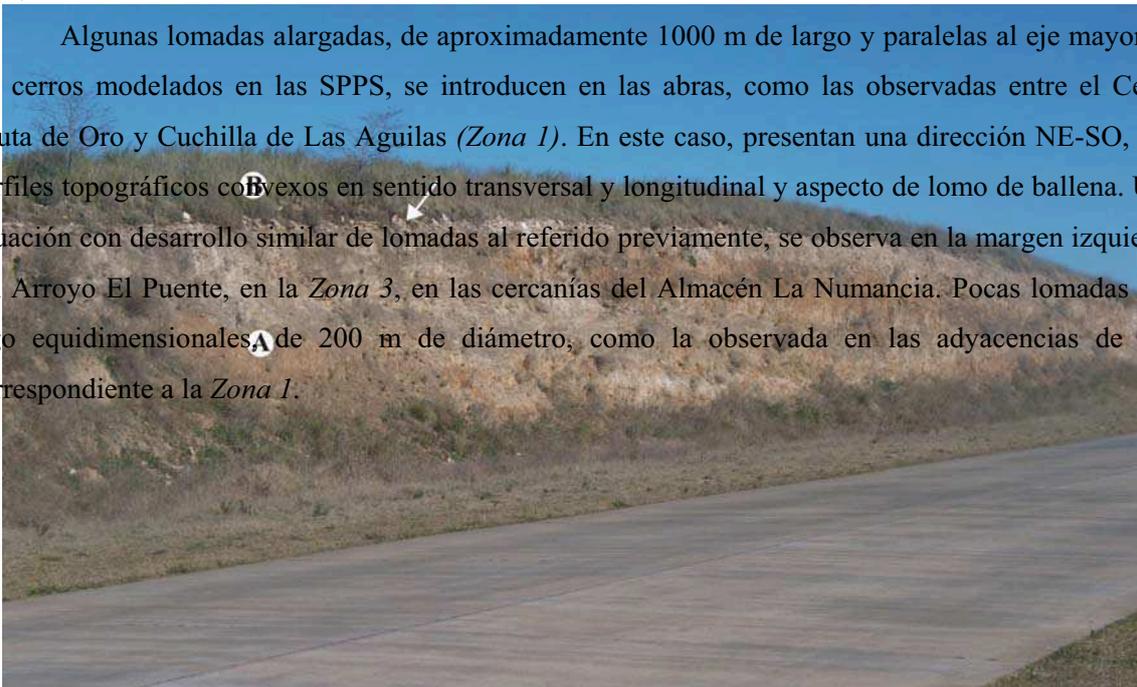
#### 4.2.3.1. Geoformas de relieve positivo

Se integran básicamente por lomadas de escasa altura relativa, en general menores a 5 m, las que están limitadas por sectores deprimidos. Las longitudes pueden alcanzar 1000 m y anchos aproximados de 600 metros. Algunas son alargadas, otras equidimensionales y algunas exhiben una morfología irregular. En general, se corresponden con laderas reducidas por lavado y reptación *Strahler (1950)*. En éstas, la acción del agua y la reptación reduce la inclinación de la ladera por debajo del ángulo de reposo.

Las lomadas están constituidas por depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*) del Pleistoceno tardío – Holoceno, que sobreyacen a Sedimentos Pampeanos (*Figura 29*), SPPS o a basamento cristalino.

En general, en los valles interserranos y en muchas abras, ambos asociados a cerros elaborados en las SPPS, predominan lomadas con el eje mayor perpendicular a la dirección principal de los cerros. Son de corta extensión (en general menores a 800 m de longitud) y suelen estar limitadas por pequeños cursos de agua excavados en depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*).

Algunas lomadas alargadas, de aproximadamente 1000 m de largo y paralelas al eje mayor de los cerros modelados en las SPPS, se introducen en las abras, como las observadas entre el Cerro Gruta de Oro y Cuchilla de Las Aguilas (*Zona 1*). En este caso, presentan una dirección NE-SO, con perfiles topográficos convexos en sentido transversal y longitudinal y aspecto de lomo de ballena. Una situación con desarrollo similar de lomadas al referido previamente, se observa en la margen izquierda del Arroyo El Puente, en la *Zona 3*, en las cercanías del Almacén La Numancia. Pocas lomadas son algo equidimensionales, de 200 m de diámetro, como la observada en las adyacencias de **L3**, correspondiente a la *Zona 1*.



La morfología de muchas de las lomadas es compleja debido a que, al actuar como divisorias, se desarrollan a partir de ellas cursos de agua, que modifican las características originales de las mismas.

Pueden diferenciarse al menos dos tipos de lomadas; uno de ellos tiene como característica, que el cuerpo principal de la lomada está integrado principalmente por depósitos eólicos, mientras que el tipo restante, presenta una menor cobertura de depósitos eólicos. Dentro de éste, pueden diferenciarse cuatro subtipos; uno de ellos presenta predominio en el cuerpo de la lomada de basamento cristalino, otro, de las SPPS, un tercer subtipo de Sedimentos Pampeanos y un cuarto de materiales detríticos de ladera. Cualquiera de los cuatro subtipos de lomadas evidencia el control de una topografía preexistente.

Aquellas en las cuales el cuerpo de la lomada es principalmente de basamento cristalino, presentan su desarrollo más significativo, a continuación de los afloramientos del Complejo Buenos Aires (*Marchese y Di Paola, 1975*).

Otras lomadas como las observadas en el sector S de la Zona 1, se continúan a los cerros modelados en las SPPS, algunos de ellos, sin desarrollo de FE y en dicho sector con dirección NE-SO y N-S. Dichas lomadas van perdiendo paulatinamente la expresión morfológica a medida que se alejan de los cuerpos serranos.

En algunos casos, ha sido factible el reconocimiento de un paleorrelieve previo a la Formación Las Ánimas (*Figura 29*) y modelado en los “Sedimentos Pampeanos” (*Fidalgo et al., 1975*).

El mismo remata en una acumulación de  $CO_3Ca$ , que integra una duricostra calcárea (calcreta) de extensión regional denominada en el área serrana como Paleosuperficie Tandil (*Teruggi et al., 1973*). En estos casos, la lomada puede estar integrada principalmente por “Sedimentos Pampeanos”

**Figura 29:** Partido de Benito Juárez. Corte en la margen SE de la Ruta 80, a unos 2 km al SO (Formación Vela) con una mínima potencia de depósitos de la Formación Las Ánimas, los que de la localidad de Villa Caciue, e inmediatamente al S de la Zona 1 ( $37^{\circ} 41' 40'' S$ ;  $59^{\circ} 24' 00'' O$ ) y la especie de lomada parte del NE. El tipo de lomada de la paleo morfología superficial estudiada se integra mayoritariamente por “Sedimentos Pampeanos” (*Fidalgo et al., 1975*). (B): Formación Las Ánimas. La flecha señala una calcreta (Paleosuperficie Tandil). La traza del Formación Vela se aproxima a través la parte baja, acompañando la parte finalización de la superficie de ambos lados del mismo, incrementándose a su vez el espesor de los depósitos de la Formación Las Ánimas. La longitud de la lomada es de unos 60 m y la altura de aproximadamente 5 metros de Tandilia cercanos al área de estudio.

Finalmente, algunas lomadas, producto del desplazamiento y acumulación de materiales coluviales en las laderas de detritos, se continúan en el MEP, cubiertas por sedimentos eólicos.

#### **4.2.3.2. Rasgos morfológicos deprimidos**

Un conjunto de rasgos de relieve deprimido entre los que se incluyen canales integrantes de la red de drenaje, cárcavas principalmente controladas por actividad humana, planicie de inundación del Arroyo Quequén Chico y terrenos bajos vinculados, caracterizan el MEP en las tres zonas de estudio.

##### **4.2.3.2.1. Planicie de inundación del Arroyo Quequén Chico y terrenos bajos vinculados**

Estas geoformas se desarrollan en el extremo O de la *Zona 3*, bien definidas en terrenos propiedad de la Estancia La Rosalía y Estancia Santa Rosa (*Figura VI*). Presentan en gran parte y como característica en las fotografías aéreas un típico “rayado” (producto de actividades agrícolas) donde alternan tonos claros y oscuros, cursos de agua, algunos con recodos en ángulo recto, pequeñas depresiones, algunas lineales ocupadas por agua y otras subredondeadas, como asimismo pequeñas canalizaciones que en parte unen depresiones subredondeadas alineadas.

Terrenos bajos, bien definidos, suelen extenderse desde las cercanías del Arroyo Quequén Chico, a lo largo de 2 km a partir de las partes terminales de cursos de agua que descienden del sector serrano y se van perdiendo paulatinamente en el MEP o bien a través de superficies de escurrimiento. Suelen desarrollar un aspecto de embudo con su mayor abertura hacia el colector principal del área y tienen 150 a 400 m de ancho ampliándose hacia el Arroyo Quequén Chico, donde alcanzan un ancho máximo de 950 a 1000 metros.

Dimensiones en anchura de aproximadamente 650-700 m son comunes en la planicie de inundación del Arroyo Quequén Chico.

##### **4.2.3.2.2. Cursos de agua**

Los cursos de agua que descienden desde los cerros y, en general poco excavados en el talud inferior, profundizan su canal, generando escarpas de erosión (barrancas) en sus márgenes, principalmente en las partes elevadas del MEP, cercanas al contacto con las laderas de detritos, donde se desarrollan en superficie depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*). La profundidad en muchos de los canales va paulatinamente descendiendo, hasta prácticamente perder las escarpas erosivas en las márgenes del canal, hacia el interior de la franja citada. Por ejemplo en el extremo NE de la *Zona 2* (*Figura V*). Esta paulatina menor profundización de estos canales en los depósitos de eólicos, estaría vinculada a escasos caudales sumado a la actividad humana en el MEP,

fundamentalmente agrícola en esos sectores. Por el contrario, otros logran mantener su curso fuera de las zonas consideradas.

Los cursos de agua en el MEP pueden desarrollarse prácticamente en su totalidad erosionando depósitos principalmente eólicos de la Formación Las Ánimas o pueden ubicarse parcialmente en el contacto con el basamento (y laderas asociadas) y otros con los taludes, entre estos últimos se encuentran el Arroyo Los Sauces y el curso sin nombre desarrollado en la ladera sur de Cuchilla de las Aguilas.

Algunos cursos de agua desarrollados en el MEP y de caudales escasos, erosionan al basamento cristalino de forma aproximadamente transversal al desarrollo de las estructuras principales, como la situación que se observa a unos 1,2 km al O del Castillo de Anchorena. Sin embargo dichas corrientes son insuficientes para erosionar el basamento y generar estas abras, indicando que dichos cursos serían más jóvenes que los pequeños valles por los cuales circulan. Estos cursos están labrados en sedimentos eólicos de la Formación Las Ánimas y la edad estimada para los mismos sería holocena. Esta situación, es también aplicable, a otras abras de mayores dimensiones que son atravesadas por cursos de agua que formaron sus cauces en la unidad litoestratigráfica referida.

En algunos sectores, la expresión morfológica del MEP asociada a lomadas de morfología irregular modeladas en el basamento cristalino, como la representada a 3,5 km al O del Castillo de Anchorena en el sector N de la Zona 2 (*Figura V*), muestra contornos irregulares que podrían indicar pequeños valles modelados en el basamento y luego sepultados, al menos por depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas.

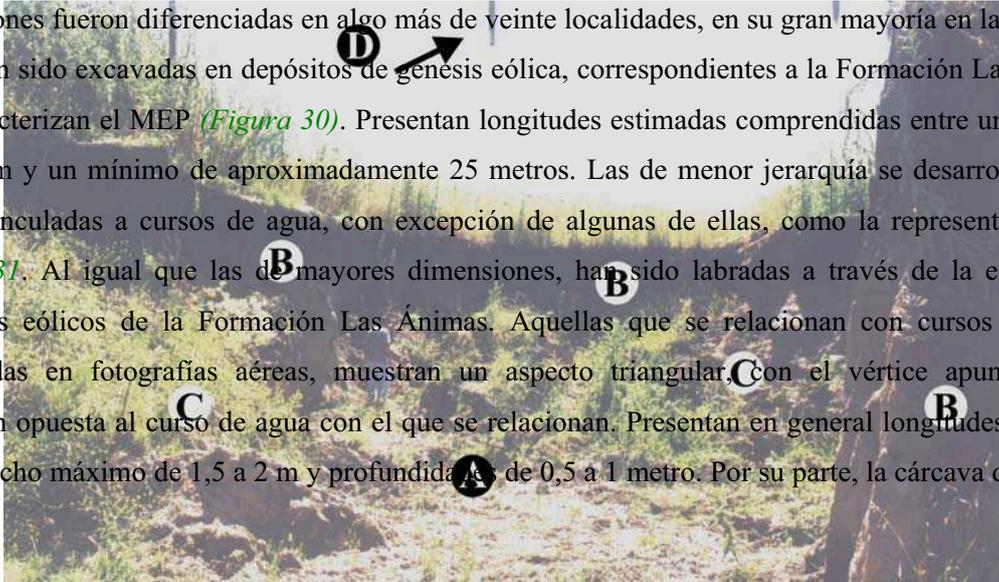
#### **4.2.3.2.3. Bañados y lagunas transitorias**

Los bañados suelen desarrollarse en distintos sectores del MEP y presentan una morfología elongada, a equidimensional, estos últimos de hasta 300 m aproximadamente de eje mayor. Algunos de ellos se asocian a cursos de agua excavados en depósitos de la Formación Las Ánimas, en estos casos, son alargados en la dirección del escurrimiento con una longitud mayor en algunos casos cercana a los 1300 m y un ancho en general, de alrededor de 15 m a 350 m como máximo. Las lagunas transitorias son en general de morfología más equidimensional alcanzando 200 m de diámetro. Se observan en general, separadas de los cursos de agua y modeladas en depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas.

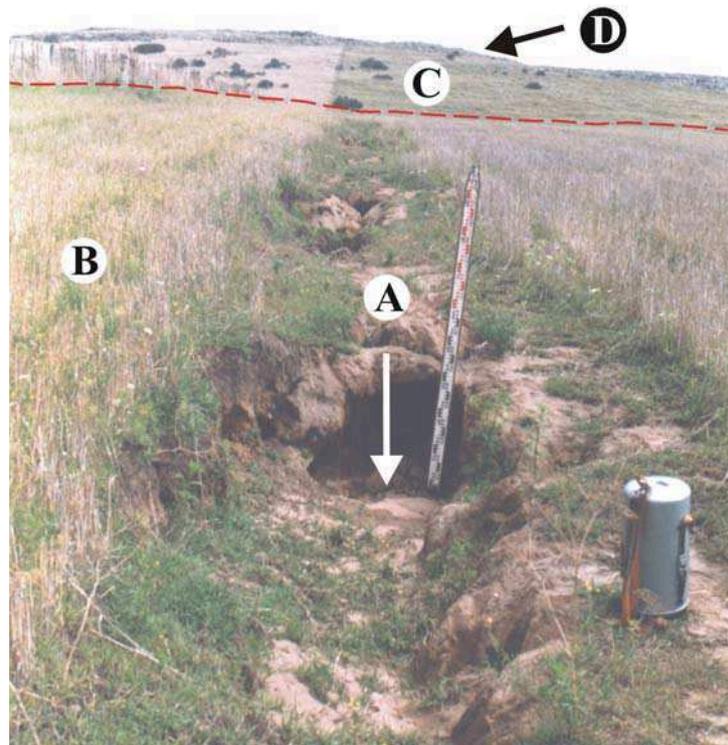
#### **4.2.3.2.4 Cárcavas**

Fueron reconocidas a partir de fotografías aéreas y trabajos de campo y agrupan geformas de mayores dimensiones, principalmente de carácter no funcional, las que han sido controladas por actividad humana en la Zona 3 y un conjunto de rasgos de menor jerarquía. Las de mayores

dimensiones fueron diferenciadas en algo más de veinte localidades, en su gran mayoría en la *Zona 3* y todas han sido excavadas en depósitos de génesis eólica, correspondientes a la Formación Las Ánimas que caracterizan el MEP (*Figura 30*). Presentan longitudes estimadas comprendidas entre un máximo de 397 m y un mínimo de aproximadamente 25 metros. Las de menor jerarquía se desarrollan en el MEP, vinculadas a cursos de agua, con excepción de algunas de ellas, como la representada en la *Figura 31*. Al igual que las de mayores dimensiones, han sido labradas a través de la erosión de depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas. Aquellas que se relacionan con cursos de agua, observadas en fotografías aéreas, muestran un aspecto triangular, con el vértice apuntando en dirección opuesta al curso de agua con el que se relacionan. Presentan en general longitudes de 2 a 6 m, un ancho máximo de 1,5 a 2 m y profundidad de 0,5 a 1 metro. Por su parte, la cárcava de menor



**Figura 30:** Partido de Tandil, *Zona 3*. (A): Cárcava desarrollada en depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas. (B): Escarpas consecuencia de procesos destruccionales (C): Acumulaciones producto de movimientos gravitacionales, integrando taludes. (D): Varillas de alambrado. Utilice la persona para estimar la escala.



**Figura 31:** Partido de Tandil, *Zona 3*. (A): Cárcava de menor desarrollo. La pequeña cueva en la cual se ubica la mira evidencia procesos de "pipping" en el desarrollo de la cárcava. (B): Depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas en el MEP. (C): Detritos de ladera. (D): SPPS. Utilice la mira para estimar la escala.

desarrollo representada en la *Figura 31*, alcanzó una longitud de 100 a 120 m, con un ancho y profundidad máximos de 0,8 y 1 m respectivamente.

#### **4.2.4. Geformas y elementos asociados producto de actividad antrópica**

Los rasgos geomórficos y elementos asociados producto de actividad humana en el área afectan secuencias rocosas y geformas modeladas en el Complejo Buenos Aires, SPPS y CC.

Además de las diversas obras que incluyen desde construcciones urbanas, caminos y sendas, como asimismo diversos componentes (viviendas, galpones, silos, pircas, alambrados) en la zona rural, componentes importantes producto de las actividades humanas están integrados por lomadas, depresiones, frentes escarpados, galerías subterráneas, cuerpos de agua estancos y zanjeos, algunos de los cuales ha sido afectado por procesos de remoción en masa.

##### **4.2.4.1. Morfología vinculada a labores mineras**

Los rasgos producto de la actividad minera en el área se desarrollan principalmente en la *Zona 1*, con menor desarrollo en la *Zona 2* y solamente representados en escasos sectores de la *Zona 3*.

En la *Zona 1*, la actividad minera se relaciona mayoritariamente con explotaciones en las SPPS y en mucha menor proporción con secuencias rocosas del basamento cristalino. Las primeras se ubican principalmente, desde el sector N de Cuchilla de Las Aguilas hacia el SO, S-SO y S, a lo largo de 8 km, 6 km y 4,5 km respectivamente. Escasas manifestaciones se desarrollan en cerros ubicados al E de la localidad de Barker. Las restantes, se encuentran en el Cerro Guacho y en lomadas ubicadas a 800 m al S de aquel y al O (Cantera San Miguel), N-NE y N-NO de la Estancia San Miguel, a 1,5 km al SO de la Estancia Siempre Verde, como también en el extremo S de la ladera del Cerro sin nombre 1. Otras explotaciones no diferenciadas, se ubican a 1,2 km al N de Villa Cacique (*Figura IV*).

En la *Zona 2* las actividades mineras se vinculan principalmente con extracciones de materiales de las SPPS. El desarrollo más importante se observa en dos sectores; uno de ellos en el

extremo SO, donde las explotaciones se ubican a lo largo de 2,3 km con una dirección principal NO – SE, que incluye entre otras a la Cantera El Diamante. El sector restante se ubica hacia el centro sur con una dirección NE-SO, a lo largo de 3,4 kilómetros. Otras explotaciones se desarrollan en distintos cerros como el ubicado a 3,2 km al S de la Estancia Siempre Verde, en sectores de Sierra la Juanita, específicamente en **L10\***, en el extremo E de **L44** y cercanías de **L32**. También se diferenciaron en las vecindades de **L57** (hacia el extremo E de la zona) y a 2 km al S del anterior, en las adyacencias de **L64** y **L65** (*Figura V*).

En la última de las zonas, las explotaciones se vinculan principalmente a las SPPS y al basamento cristalino (algunas de ellas son antiguas). Dentro de las primeras, las mayores se encuentran en la Estancia La Rosalía y actividades mineras de menor magnitud, fueron diferenciadas en el talud inferior, en cercanías de **L7** y en la ladera de detritos SE del cerro en el cual se desarrolla **L34**. Explotaciones menores en basamento cristalino se ubican inmediatamente al S y O de **L9** y **L14** respectivamente y en el “inselberg” de bloques ubicado a 800 m al NE de **L34** (*Figura VI*).

Las geoformas producto de esta actividad están integradas por depresiones, lomadas, FE, cuerpos de agua y en ocasiones galerías subterráneas, presentando su máximo desarrollo vinculado a las SPPS.

Las depresiones o cavidades que resultan de la extracción de materiales constituyen conjuntamente con las lomadas, los rasgos más característicos. En general, presentan un desarrollo superficial comprendido entre escasos metros cuadrados para las perforaciones exploratorias, hasta más de 2500 m<sup>2</sup>. Estas cavidades presentan FE y numerosos cuerpos de agua estancos, los que se ubican en el piso de muchas de ellas (*Figura IV*).

Asociados a las depresiones, la acumulación de materiales conforma lomadas muy características. Estas lomadas presentan en general cimas planas y flancos con pendientes que corresponden al ángulo de reposo de los materiales acumulados. Tienden a ubicarse en las laderas de los cerros, presentando las más antiguas un tono más oscuro en las fotografías aéreas, producto del desarrollo de vegetación y las más jóvenes un tono blanquecino. Algunas son equidimensionales y otras alargadas, estas últimas pueden presentar un largo de más de 500 m en casos extremos, con anchos máximos de hasta 150 metros. Pueden ocupar individualmente una superficie aproximada máxima de menos de 3 hectáreas. Asociadas a los flancos de las lomadas suelen desarrollarse canalículos (“rills”) (*Summerfield, 1991*), conformando estos últimos una típica morfología de erosión en tubos de órganos (*Figuras IV, V*).

Un conjunto de galerías subterráneas de escasas dimensiones fue diferenciado en el extremo NE de Cuchilla de Las Aguilas (*Zona 1*).

#### **4.2.4.2. Morfología asociada con actividades en caminos**

Los rasgos vinculados con actividades humanas en caminos, que con posterioridad han sido afectados por movimientos en masa, corresponden a escarpas. El mayor desarrollo de las mismas se produce en aquellos sectores de caminos, cuya dirección de la traza es aproximadamente normal al eje mayor de lomadas modeladas en sedimentos y sedimentitas de la CC y en ocasiones en las SPPS. Las más notorias pueden alcanzar 3 m a 5 m de altura.

#### **4.3. Consideraciones acerca de la génesis de los paisajes y paleopaisajes**

Los paisajes en el área de estudio se remontarían a momentos de la evolución geológico - geomorfológica previos al “*rifting*” del Jurásico tardío – Cretácico temprano. Algunos de los remanentes de dichos paleopaisajes comprenderían la superficie de erosión pre – Cretácica, cuyas evidencias en el área fueron indicadas en las cumbres de Sierra la Juanita (*Demoulin et al., 2005*). Luego, el fracturamiento de Gondwana, iniciaría un nuevo ciclo erosivo que se prolongaría por unos 60 Ma (Cretácico tardío – Oligoceno tardío), durante el cual se habría generado la segunda superficie de erosión (*Zárate y Rabassa, 2005*). En este intervalo se habrían desarrollado bajo condiciones de clima cálido del Cretácico y cálido y húmedo del Eoceno extensos mantos de meteorización cuyos remanentes han sido localizados en distintos sectores del área. El enfriamiento y desecamiento del clima en el Eoceno y especialmente en el Oligoceno pudieron haber sido la causa de la erosión de los mantos de meteorización desarrollados en la superficie “*postrift*”. *Demoulin et al. (2005)*. La erosión habría exhumado las raíces más profundas de los mantos, comenzando a emerger geoformas mayores que darían lugar al desarrollo de “*inselbergs*” dómicos y rocas nucleares aisladas o conformando “*inselbergs*” de bloques (“*tors*”). Asociados a ellos se manifestarían geoformas menores (laderas cóncavas) y quizás “*tafonis*” y cuencas rocosas. Durante este desarrollo los FE en las SPPS habrían estado sometidos a un retiro paralelo, integrando parte de los procesos que condujeron al desarrollo de las abras y distintos valles “*post-rifting*”. Con posterioridad a la reactivación del paisaje durante el Mioceno (*Rabassa et al., 1998*), comienza la acumulación de los depósitos limosos y en parte pefíticos en las áreas pedemontanas de la Formación Barker (*Rabassa, 1973*). Un suelo desarrollado en la unidad referido por el autor antes citado, evidencia un período en el cual los procesos pedogenéticos habrían sido importantes en el paisaje. Luego, un intervalo de erosión de carácter regional afecta los depósitos de la Formación Barker y el suelo desarrollado, permitiendo la acumulación de la Formación Vela (limolitas, en oportunidades con arenas castañas por debajo y pefitas basales en cercanías de las sierras) la cual, en su techo, remata en un encostramiento calcáreo (Paleosuperficie Tandil, *Teruggi et al., 1973*). Posteriormente continúa un período de erosión y la subsecuente acumulación de los depósitos de la Formación las Animas (*Rabassa, 1973*), durante el Pleistoceno y Holoceno, bajo condiciones de clima más seco que el actual. Una interrupción en el aporte de los sedimentos eólicos habría favorecido procesos de pedogénesis, representados a pocos kilómetros del área por un paleosuelo que habría evolucionado a partir de sedimentos eólicos del

Holoceno temprano. Luego, la acción eólica más reciente (Holoceno tardío), erosionó y sepultó dicho suelo. En forma coetánea, posiblemente a los depósitos basales de la Formación las Animas, se genera la Formación Tandileofú (al menos en el valle homónimo), luego continúa el desarrollo con el Aluvio reciente (*Rabassa, 1973*). Los FE en SPPS continuarían retrocediendo y aportando materiales a los taludes, mientras que proseguiría la exhumación de rasgos del basamento cristalino; parte de los menores habrían sido afectados por deslizamientos de escasa magnitud. Actualmente, la pedogénesis es importante, principalmente a partir de los sedimentos de la Formación Las Animas. Los canales que conducen los excedentes hídricos, también se han desarrollado en gran parte del área a través de sedimentos de dicha unidad. Los movimientos en masa en los taludes de los cerros modelados en las SPPS son significativos en la evolución geomórfica de esos sectores. Es importante además, la generación de rasgos de erosión y acumulación por actividad humana, principalmente minera.

### ***Movimientos en masa: Términos, definiciones y clasificación***

## 5.1. Introducción

El desplazamiento de materiales a lo largo de las laderas por acción de la gravedad es, quizás, uno de los tópicos geomorfológicos que presenta mayores inconvenientes, relacionados con las diferentes denominaciones usadas como núcleo de las diversas propuestas y alcance de ellas, significado específico de algunos de los términos utilizados, como asimismo las distintas clasificaciones presentadas.

Denominaciones tales como: “*slope failure*” (Ward, 1945), “*mass wasting*” (Yatsu, 1966; Bloom, 1991), “*mass movement*” (Hutchinson, 1968; Summerfield, 1991), “*landslides*” (Varnes, 1958; Cruden, 1991), “*slope movement*” (Varnes, 1978), “*landslip*” (Bloom, 1991), remoción en masa (Thornbury, 1958) y movimientos de masa o movimientos en masa (Gutiérrez Elorza, 2008), son algunos de los términos genéricos más utilizados, para referirse al movimiento de los materiales debido a la acción de la gravedad.

Sin embargo y a pesar de que existe un consenso más bien generalizado en considerar que estos términos hacen referencia en sentido estricto a los mismos procesos, ciertas denominaciones, tienen significados distintos según diversos autores. Para Bloom (1991), “*mass wasting*” es el término colectivo para todos los movimientos gravitacionales, o ladera abajo de detritos de rocas meteorizadas. Sin embargo, Summerfield (1991) considera que, aunque el término “*mass wasting*” es frecuentemente tratado como sinónimo de movimiento en masa, el mismo es también usado en un amplio sentido para incluir a todos los procesos involucrados en el rebajamiento del paisaje. Este último autor utiliza el término “*mass movement*”, traducido como remoción en masa por Ayala (2000), para referirse al movimiento ladera abajo de los materiales bajo la influencia de la fuerza gravitacional del mismo material, sin la asistencia de agua, hielo o aire moviéndose.

El término “*landslide*” es quizás uno de los más problemáticos, ya que ha sido y es utilizado con distintas connotaciones por diversos autores.

*Ayala (2000)* considera que las confusiones propias originadas en el idioma inglés se han heredado en las traducciones. Éstas se refieren principalmente a la inconsistencia de agrupar a los diferentes tipos de procesos de remoción en masa, bajo el término “*landslide*” (traducido como deslizamiento de tierra), el cual tanto en español como en inglés, refleja un mecanismo bien definido de movimiento, es decir, un deslizamiento.

En su temprana clasificación *Sharpe (1938)* no le otorga ninguna connotación específica, pero sí define un “*landslide*” como un movimiento perceptible ladera abajo de una masa relativamente seca de tierra, roca o de una mezcla de ambas, a través de un mecanismo de deslizamiento o desprendimiento.

*Simonett (1968)* considera a los “*landslides*” como movimientos perceptibles ladera abajo de roca, suelo o relleno artificial. *Hutchinson (1968)* indica que los “*landslides*” son movimientos relativamente rápidos que involucran ruptura. Sin embargo *Hutchinson (1968, 1988)* no considera a los “*landslides*” (deslizamientos de tierra) como sinónimos de movimientos en masa, sino que, por el contrario trata a este término como sinónimo de “*slides*”. *Cruden (1991)* define a un “*landslide*”, como el movimiento de una masa de rocas, tierra o detritos hacia abajo de una ladera.

Para otros autores la palabra general “*landslide*” es frecuentemente extendida para incluir todas las formas rápidas de flujo, deslizamiento o caída, a causa de que muchos de los movimientos en las tres categorías, son a lo largo de superficies de separación (*Bloom, 1991*). Este alcance parece ser compartido por otros autores tales como *Zaruba y Mencl (1982)*, quienes excluyen el “*creep*” (reptación).

Algunos autores proponen traducir el término “*landslide*” como “movimiento del terreno”, considerando que dicha acepción tiene un carácter más informativo y preciso y cuyo término además es análogo al que se hace de la palabra del inglés al francés, “*mouvement de terrain*” (*Ayala, 2000*).

El término “*slope movement*” fue definido como un movimiento hacia abajo y afuera de materiales de las laderas integrados por roca de base, detritos de rocas y “tierra” (detritos de grano fino) (*Varnes, 1978*).

El Diccionario Inglés de Oxford (*Onions, 1933*) sugirió que el término “*landslide*” fue usado en Estados Unidos de América como equivalente de la palabra inglesa “*landslip*” (*Cruden, 1991*). El diccionario referido definió a un “*landslip*” como el deslizamiento hacia abajo de una masa de tierra en una montaña o un acantilado: la tierra que había caído. Sin embargo, la letra L en dicho diccionario, ya había sido compilada en el año 1902 (*Cruden, 1991*).

De acuerdo a *Cruden (1991)*, el término “*landslip*” fue introducido por *Lyell (1833)* en el glosario de su trabajo; allí lo define, como una porción de tierra que se ha deslizado hacia abajo como consecuencia de la alteración por un terremoto o por el socavamiento debido a la acción del agua en las capas más bajas que la soportan.

## **5.2. Clasificación de los movimientos en masa**

Algunas de las diversas clasificaciones de movimientos en masa que han sido propuestas corresponden a: *Sharpe (1938)*, *Crozier (1975)*, *Varnes (1978)*, *Hutchinson (1968; 1988)*, *Epoch (1993)*, *Brunsdon (1993)*, *Cruden y Varnes (1996)* y *Dikau et al. (1996)*. Otra propuesta, elaborada en gran parte a partir de la clasificación de *Varnes (1978)*, corresponde a *Summerfield (1991)*. Todas estas clasificaciones, pueden mostrar diferencias y similitudes en los procesos o tipos de movimientos de similar grado jerárquico, términos nuevos utilizados en algunas clasificaciones y no en otras, cambios en las jerarquías de algunos procesos y en algunas ocasiones significados distintos para el mismo proceso.

Una de las primeras clasificaciones de movimientos en masa fue la propuesta por *Sharpe (1938)* en su clasificación de deslizamientos de tierra y fenómenos relacionados. Tres factores básicos constituyen el núcleo de esta clasificación: 1) la cantidad de hielo o agua incluida en la masa movilizada, 2) la naturaleza del movimiento, es decir si este se produce como una masa coherente que se desliza o cae o bien fluye debido a deformación interna y 3) la velocidad del movimiento. De acuerdo a la naturaleza y tasa de movimiento, el autor diferencia deslizamientos y flujos. Adicionalmente, los movimientos pueden presentar un movimiento predominantemente horizontal o vertical (Figura 32).

		Movimiento		Tierra, Roca		Hielo		Agua	
		Tipo		Velocidad		Principalmente hielo		Principalmente agua	
Con lado libre	Deslizamiento	Perceptible	Rápido	Acción glaciaria	Derrumbe de detritos	Desmoronamiento	Derrumbe de detritos	Acción Fluvial	Hundimiento
			De lento a Rápido						
Confinado	Deslizamiento o flujo	Muy Rápido	Rápido	Acción glaciaria	Deslizamiento de roca	Alud de rocas	Derrumbe de detritos	Acción Fluvial	Hundimiento
			De lento a Rápido						

Tipo de movimiento	Tipo de movimiento		
	Sustrato	Suelos ingenieriles	
		Predominantemente grueso	Predominantemente fino
Caídas	Caída de roca	Caída de detritos	Caída de tierra
Vuelcos	Vuelco de roca	Vuelco de detritos	Vuelco de tierra
Deslizamientos	Deslizamiento de roca	Deslizamiento de detritos	Deslizamiento de tierra
Extensiones laterales	Extensión de roca	Extensión de detritos	Extensión de tierra
Flujos	Flujo de roca (reptación profunda)	Flujo de detritos (reptación de suelo)	Flujo de tierra
Complejos	Combinación de dos o más tipos de movimientos principales		

**Figura 33:** Clasificación abreviada de los movimientos de ladera según *Varnes (1978)*.

*Hutchinson (1968)* ordena a los movimientos en masa en dos grandes grupos. Uno de ellos es producido en laderas, donde diferencia tres tipos principales: reptación, fenómenos en suelos congelados y “landslides”, con sus respectivas subdivisiones. El restante agrupa aquellos movimientos en masa de tipo hundimiento, reconociendo básicamente subsidencias y asentamientos. Uno de los esquemas clasificatorios de movimientos en masa más utilizados, corresponde a *Varnes (1978)*. El autor diferencia seis tipos de movimientos básicos: caídas, vuelcos, deslizamientos, extensiones laterales, flujos y complejos (*Figura 33*).

*Hutchinson (1988)* diferencia ocho tipos principales: rebotes, reptación, “sagging” (o “sacking”) de laderas de montañas, deslizamientos (“landslides”), movimientos de detritos o formas similares a un flujo, vuelcos, caídas y movimientos de ladera complejos. El término “sacking” (palabra de origen alemán) fue introducido por *Zischinsky (1966)* para designar manifestaciones superficiales de reptación profunda en laderas de sustratos de rocas laminadas. (*Hutchinson, 1988*) define al movimiento en masa “sagging” como deformaciones de gran escala asentadas profundamente, bajo la influencia de la gravedad, que tienen lugar en rocas competentes, en zonas donde la erosión ha creado valles profundos y de esta manera una situación de inestabilidad.

La propuesta de *Summerfield (1991)* considera básicamente mecanismos primarios y tipos de movimientos en masa. Diferencia seis mecanismos principales, con predominio de la componente

lateral: reptación, flujo de deslizamiento y alzamiento o levantamiento. Los restantes, con predominio de la componente vertical, involucran subsidencias y caídas.

El programa *EPOCH* (1993), a partir de la clasificación de *Varnes* (1978) y *Hutchinson* (1988), elabora una propuesta considerando el tipo de movimiento y materiales involucrados. Los diferentes movimientos (desprendimientos, vuelcos o desplomes, deslizamientos, expansiones laterales, flujos y movimientos complejos) fueron subdivididos en relación a los materiales

formadores: rocas, derrubios y suelos (Figura 34).

Una clasificación similar a la anterior fue propuesta por *Dikau et al.* (1996), en la cual diferencian seis tipos principales: caídas, vuelcos, deslizamientos, extensiones, flujos y complejos.

Algunas diferencias y similitudes pueden ser señaladas a partir de distintas clasificaciones. La propuesta temprana de *Sharpe* (1938) resulta la más básica de todas en cuanto a los tipos de

movimientos, ya que diferencia únicamente flujos y deslizamientos, asumiendo que los hundimientos

Movimiento	Tipo de material involucrado		
Tipo	Roca	Derrubios	Suelo
Desprendimientos	Caída Desprendimiento de roca ("rockfall")	Caída Desprendimiento de derrubios ("debrisfall")	Caída Desprendimiento de suelos ("soilfall")
Vuelco o desplome ("topple")	Vuelco o desplome de rocas ("rock topple")	Vuelco o desplome de derrubios ("debris topple")	Vuelco o desplome de suelos ("soil topple")
Deslizamiento rotacional simple ("rotational slide")	Individual ("simple") Múltiple ("multiple") Sucesivo ("successive")	Individual ("simple") Múltiple ("multiple") Sucesivo ("successive")	Individual ("simple") Múltiple ("multiple") Sucesivo ("successive")
Deslizamiento de bloques no rotacionales ("translational slide", "non-rotational")	Deslizamiento de roca en bloque ("block slide")	Deslizamiento de derrubios en bloque ("block slide")	Deslizamiento translacional de suelos ("slab slide")
Deslizamiento planar ("planar slide")	Deslizamiento de rocas ("rock slide")	Deslizamiento de derrubios ("debris slide")	Caída de lodo ("mudslides")
Flujos ("flow")	Flujo de rocas ("rock flow")	Corrientes de derrubios ("debris flow")	Flujos de tierra, arena o suelo ("earth flow")
Expansión lateral ("lateral spreading")	Expansiones laterales en rocas ("rock spreading")	Expansiones laterales en derrubios ("debris spread")	Expansiones laterales en suelos ("soil spreading")
Complejo ("complex")	Ejemplo: Alud de rocas ("rock avalanche")	Ejemplo: Flujo deslizando ("flow slide")	Ejemplo: Rotación con flujo de tierras ("slump-earthflow")

**Figura 34:** Clasificación de los procesos de remoción en masa. Fuente: *EPOCH* (1993), a partir de la clasificación realizada por *Varnes* (1978) y *Hutchinson* (1988).

pueden ser el resultado de uno (o ambos) de los tipos de movimientos referidos. Mientras que *Sharpe* (1938) y *Varnes* (1978) colocan a la reptación como un mecanismo dentro de los flujos, *Summerfield* (1991) la separa de éstos, introduciendo además, el término alzamiento (o levantamiento), como un proceso que tiene activa participación en reptación de suelo y de talud. El mismo autor diferencia la subsidencia como un proceso de mayor jerarquía, similar al hundimiento (no diferenciado por *Varnes*

(1978) y EPOCH (1993) como un mecanismo o tipo de movimiento) de Sharpe (1938), pero reconoce dentro de ella dos procesos: asentamientos y colapsos debido a cavidades en el subsuelo.

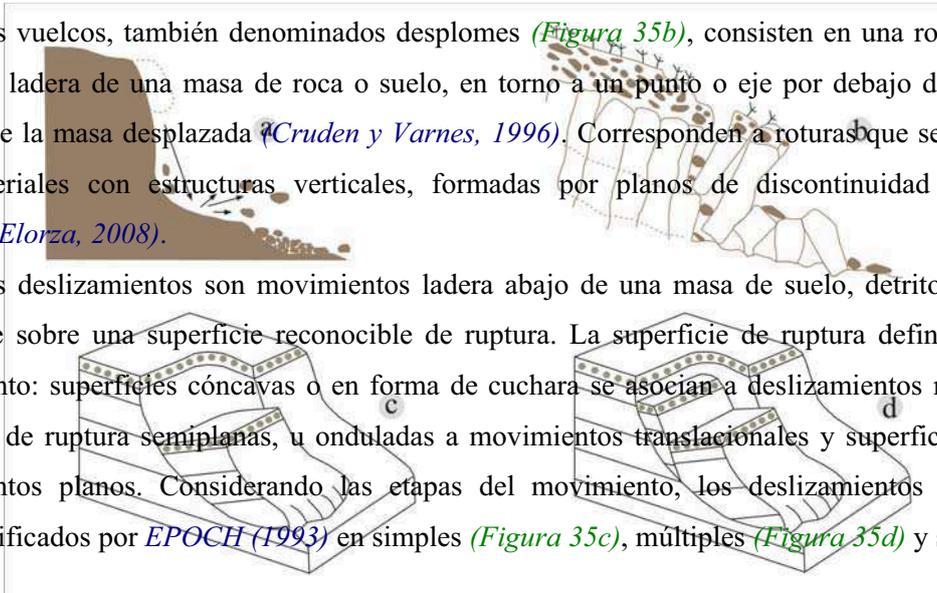
Las clasificaciones propuestas por Varnes (1978), Epoch (1993) y Dikau et al. (1996) son en términos generales muy semejantes, fundamentalmente en lo que respecta a los tipos principales. Por su parte, las propuestas de Hutchinson (1968, 1988) comparten en algunos de los tipos principales y difieren en otros, introduciéndose además términos nuevos (rebote y “sagging”).

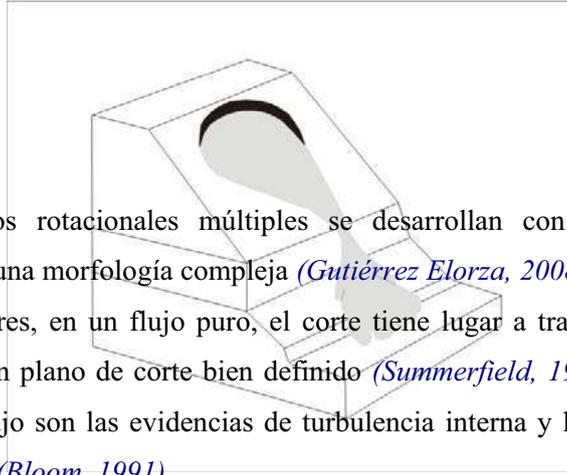
A continuación se describen los distintos tipos de movimientos en masa identificados en el área de estudio.

Existe en general consenso en considerar a las caídas o desprendimientos (Ayala, 2000) como movimientos en caída libre de distintos materiales tales como rocas, detritos o suelos (Figura 35a). Este tipo de movimiento se origina por el desprendimiento del material de una superficie inclinada, el cual puede posteriormente, rebotar, rodar, deslizarse o fluir ladera abajo. Estos movimientos se producen en laderas fuertemente inclinadas, tanto de tipo natural como producto de actividad antrópica.

Los vuelcos, también denominados desplomes (Figura 35b), consisten en una rotación hacia fuera de la ladera de una masa de roca o suelo, en torno a un punto o eje por debajo del centro de gravedad de la masa desplazada (Cruden y Varnes, 1996). Corresponden a roturas que se desarrollan sobre materiales con estructuras verticales, formadas por planos de discontinuidad de la roca (Gutiérrez Elorza, 2008).

Los deslizamientos son movimientos ladera abajo de una masa de suelo, detritos o roca, la cual ocurre sobre una superficie reconocible de ruptura. La superficie de ruptura define el tipo de deslizamiento: superficies cóncavas o en forma de cuchara se asocian a deslizamientos rotacionales, superficies de ruptura semiplanas, u onduladas a movimientos translacionales y superficies planas a deslizamientos planos. Considerando las etapas del movimiento, los deslizamientos rotacionales fueron clasificados por EPOCH (1993) en simples (Figura 35c), múltiples (Figura 35d) y sucesivos.

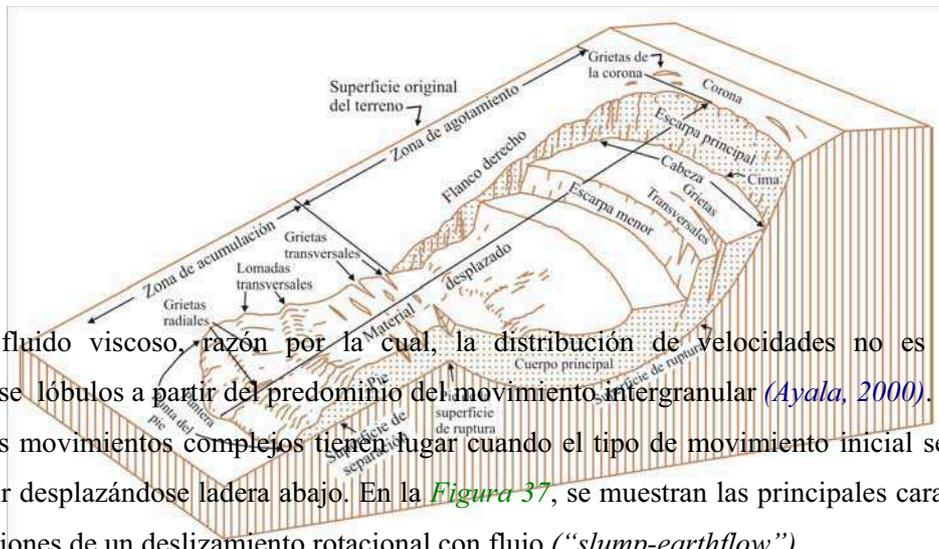




Los deslizamientos rotacionales múltiples se desarrollan con dos o más unidades de deslizamiento y muestran una morfología compleja (Gutiérrez Elorza, 2008).

Para algunos autores, en un flujo puro, el corte tiene lugar a través de la masa de material desplazándose y no hay un plano de corte bien definido (Summerfield, 1991). Se ha señalado que el criterio para definir un flujo son las evidencias de turbulencia interna y límites discretos o zonas de corte marginales angostas (Bloom, 1991).

**Figura 36:** Movimiento tipo flujo. Fuente: WP/WL1 (1990). Los flujos (Figura 36) son movimientos espacialmente continuos, con superficies de cizalla muy próximas, de poca duración, y difíciles de observar. El movimiento de los flujos es muy parecido



al de un fluido viscoso, razón por la cual, la distribución de velocidades no es homogénea, originándose lóbulos a partir del predominio del movimiento intergranular (Ayala, 2000).

Los movimientos complejos tienen lugar cuando el tipo de movimiento inicial se transforma en otro al ir desplazándose ladera abajo. En la Figura 37, se muestran las principales características y denominaciones de un deslizamiento rotacional con flujo (“slump-earthflow”).

### 5.3. Clasificación de la actividad de los movimientos

De manera similar a otros procesos (tales como la actividad volcánica), los procesos de remoción en masa han sido clasificados por su actividad. Dicha actividad puede ser descripta considerando tres aspectos: A) estado de la actividad, B) distribución de la actividad y C) tipo (o estilo) de actividad. El estado de la actividad considera el ritmo de los deslizamientos, la distribución de la actividad describe donde el deslizamiento se está moviendo y el estilo de la actividad, indica la manera en la cual movimientos diferentes contribuyen al deslizamiento.

A continuación se describen los distintos tipos de actividad de los movimientos, graficándose además algunos de los tipos diferenciados.

Considerando el estado de la actividad de los movimientos de laderas *WP/WLI (1993)* reconocen ocho tipos: 1) activo, 2) en suspenso o suspendido, 3) reactivado, 4) inactivo, 5) apagado, 6) abandonado, 7) estabilizado y 8) reliquia.

Un movimiento activo tiene un movimiento actual y un movimiento en suspenso o suspendido ha tenido movimiento en los últimos 12 meses, sin embargo, no es un movimiento activo. Un movimiento reactivado es un movimiento activo, el cual ha estado inactivo. Por su parte, un movimiento inactivo no ha tenido movimiento en los últimos 12 meses y se puede clasificar como un movimiento apagado (es un movimiento inactivo, que puede ser reactivado como resultado de los factores desencadenantes que lo originaron o por otros factores), un movimiento abandonado (es un movimiento inactivo, el cual no es afectado por los factores que lo originaron), un movimiento estabilizado (es un movimiento inactivo, el cual ha sido protegido de los factores que lo originaron a través de medidas) y como un movimiento reliquia (es un movimiento inactivo, el cual se desarrolló bajo condiciones climáticas o geomorfológicas totalmente diferentes a sus condiciones actuales).

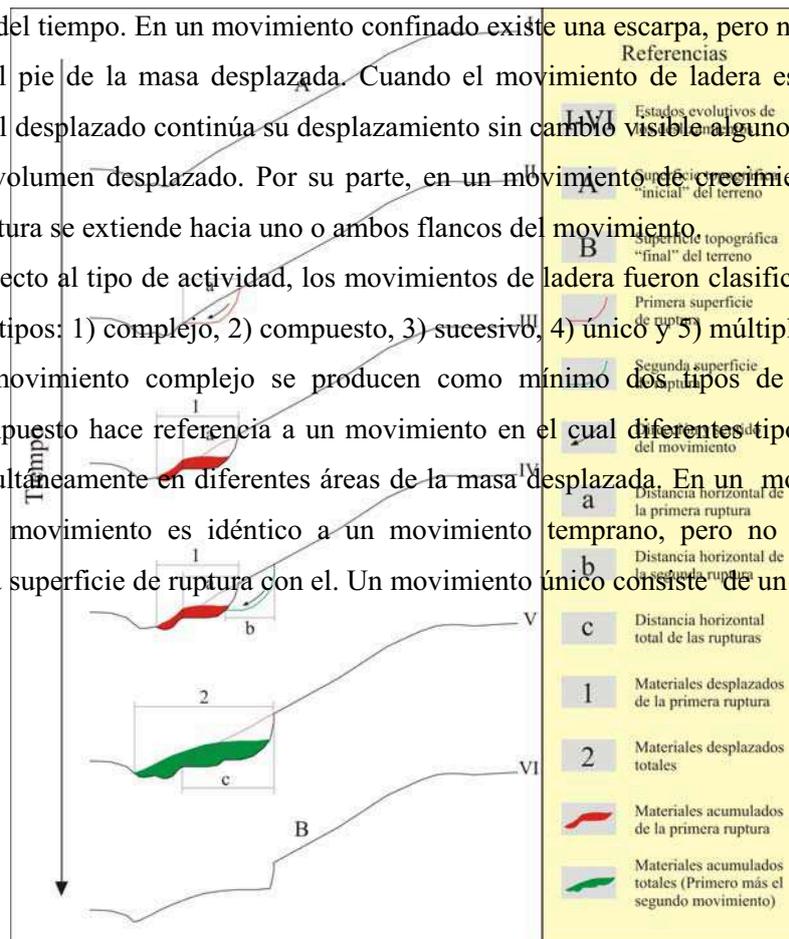
**Figura 37:** Principales componentes morfológicos de un deslizamiento rotacional con flujo. De acuerdo a la distribución de la actividad de los movimientos de laderas *WP/WLI (1993)*, Fuente: *Varnes (1958)*, parcialmente modificado. diferencian siete tipos: 1) progresivo, 2) retrogresivo, 3) extensivo, 4) diminutivo, 5) confinado, 6) móvil y 7) de crecimiento transversal.

Un movimiento progresivo es aquel en el cual la superficie de ruptura se extiende en la dirección del movimiento. Uno retrogresivo (*Figura 38*) se da cuando la superficie de ruptura se está extendiendo en la dirección opuesta al movimiento del material desplazado. Un movimiento extensivo es aquel en el cual la superficie del movimiento se extiende en una o más direcciones. Un movimiento diminutivo (*Figura 39a*) se produce cuando el volumen de material que está siendo desplazado

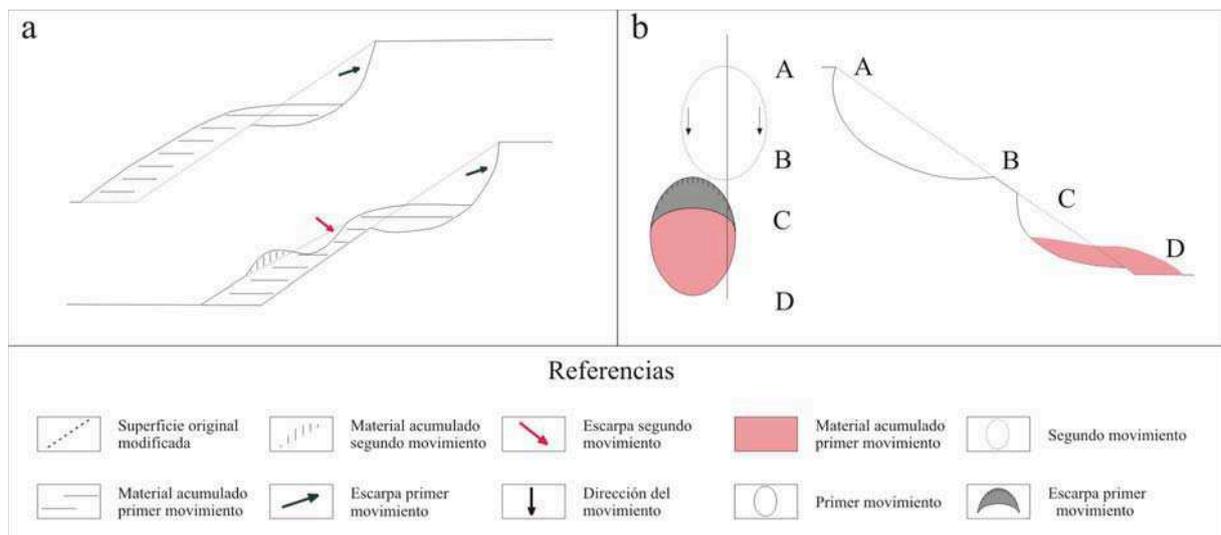
decrece a través del tiempo. En un movimiento confinado existe una escarpa, pero no una superficie de ruptura visible al pie de la masa desplazada. Cuando el movimiento de ladera es clasificado como móvil, el material desplazado continúa su desplazamiento sin cambio visible alguno en la superficie de ruptura y en el volumen desplazado. Por su parte, en un movimiento de crecimiento transversal, la superficie de ruptura se extiende hacia uno o ambos flancos del movimiento.

Con respecto al tipo de actividad, los movimientos de ladera fueron clasificados por *WP/WLI* (1993), en cinco tipos: 1) complejo, 2) compuesto, 3) sucesivo, 4) único y 5) múltiple.

En un movimiento complejo se producen como mínimo dos tipos de movimientos. Un movimiento compuesto hace referencia a un movimiento en el cual diferentes tipos de movimientos tienen lugar simultáneamente en diferentes áreas de la masa desplazada. En un movimiento sucesivo (Figura 39b) el movimiento es idéntico a un movimiento temprano, pero no comparte material desplazado o una superficie de ruptura con el. Un movimiento único consiste de un único movimiento



**Figura 38:** Representación esquemática de un sector de ladera modificado por un deslizamiento retrogresivo. Fuente: Elaboración propia.



de material desplazado y uno múltiple se refiere a un deslizamiento con movimientos repetidos del mismo tipo.

#### 5.4. Uso y adaptación de términos a los movimientos en masa en las zonas de estudio

A lo largo del texto, se utilizarán los términos deslizamiento, movimiento en masa y remoción en masa, como sinónimos y aplicando a todos ellos la definición dada por *Cruden (1991)*, quién define a un “*landslide*” (deslizamiento de tierra), como el movimiento de una masa de rocas, tierra o detritos hacia abajo de una ladera.

La clasificación de los estados, distribución y tipo de actividad de los movimientos producidos en las laderas resulta en muchos casos difícil de ser aplicada, especialmente en aquellas situaciones en las cuales no se cuenta con información detallada y proporcionada de la producción de los deslizamientos o de evidencias en el terreno de los mismos. Por el contrario, resulta más fácil de ser aplicada en algunos casos, al menos en aquellos en los cuales se conoce la fecha precisa de un movimiento y éste puede ser comparado además, con un registro aerofotográfico previo del mismo sector de producción de los deslizamientos.

Parte de los términos fueron adaptados a las características de los deslizamientos en las zonas de estudio. Debido a que, para dicha adaptación, utilizamos el mismo nombre que los referidos en las clasificaciones previas, para evitar confusiones en el texto, éstos son indicados con letra cursiva. Una notación similar es dada para algunos nuevos términos introducidos. Una descripción de dichos términos, relacionada con estado, distribución, tipo de actividad y otras características, es detallada a continuación.

Los movimientos activos, suspendidos, reactivados e inactivos requieren para su identificación (de acuerdo a las definiciones dadas previamente), información detallada de mediciones en el terreno,

**Figura 39:** Distribución espacial de la actividad: movimiento *diminutivo* b. Tipo de actividad: movimiento sucesivo. Fuente: *(WP/WL1, 1993)*.

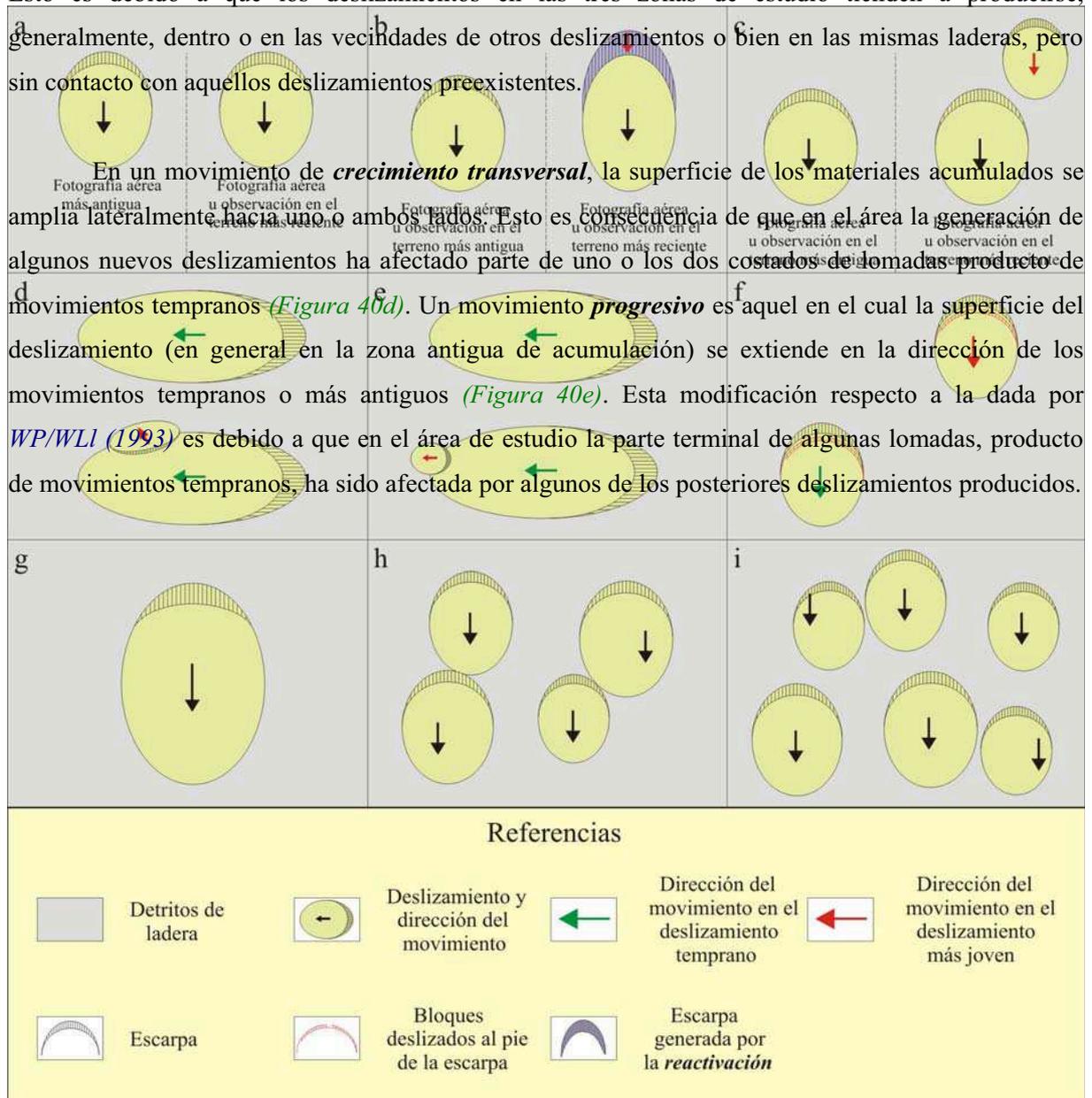
información, se adaptó la misma a las condiciones de estudio y material utilizado. Por los motivos señalados en este estudio, un movimiento *inactivo* es aquel que ha estado activo en el pasado y cuya representación en una temprana fotografía aérea, no muestra cambios significativos cuando es

observado en una fotografía aérea más reciente o en el terreno (Figura 40a). Un movimiento *apagado* es un movimiento *inactivo* que puede ser reactivado como resultado de los factores desencadenantes que lo originaron o por otros factores.

El término *reactivaciones* es aquí empleado para hacer referencia al desarrollo de nuevos deslizamientos, en sectores con presencia de deslizamientos previos. Estos nuevos deslizamientos pueden vincularse específicamente con el sector afectado por un deslizamiento preexistente (*reactivaciones de deslizamientos en sentido estricto*, Figura 40b), o bien afectar parte de una ladera con geformas producto de deslizamientos previos (*reactivaciones en sentido amplio*, Figura 40c).

Esto es debido a que los deslizamientos en las tres zonas de estudio tienden a producirse, generalmente, dentro o en las vecindades de otros deslizamientos o bien en las mismas laderas, pero sin contacto con aquellos deslizamientos preexistentes.

En un movimiento de *crecimiento transversal*, la superficie de los materiales acumulados se amplía lateralmente hacia uno o ambos lados. Esto es consecuencia de que en el área la generación de algunos nuevos deslizamientos ha afectado parte de uno o los dos costados de lomadas producto de movimientos tempranos (Figura 40d). Un movimiento *progresivo* es aquel en el cual la superficie del deslizamiento (en general en la zona antigua de acumulación) se extiende en la dirección de los movimientos tempranos o más antiguos (Figura 40e). Esta modificación respecto a la dada por WP/WLI (1993) es debido a que en el área de estudio la parte terminal de algunas lomadas, producto de movimientos tempranos, ha sido afectada por algunos de los posteriores deslizamientos producidos.



En un *movimiento sucesivo* el movimiento es idéntico a un movimiento temprano, pero no comparte material desplazado o una superficie de ruptura con el (*Figura 40f*). Nótese que esta definición es la misma que la dada por *WP/WLI (1993)*. Sin embargo, en la clasificación de *EPOCH (1993)*, en un movimiento sucesivo, los deslizamientos están “alineados”, no habiéndose observado esta característica en el área de estudio.

Los deslizamientos en el área presentan un conjunto de características de yacencia en las laderas de detritos (principalmente el talud inferior), que permiten reconocerlos como *individuales* y *grupo* (= *conjunto*) de deslizamientos. En el primero de los casos el cuerpo del deslizamiento se presenta aisladamente o individualmente y no se observa coalescencia con otros cuerpos de deslizamientos significativos (*Figura 40g*). El *grupo* o *conjunto* de deslizamientos se caracteriza por el desarrollo de más de un deslizamiento con coalescencia de parte de sus componentes, o por ubicarse casi adyacentemente entre sí (*Figura 40h*).

Los movimientos *superpuestos* hacen referencia a un *grupo* de deslizamientos ubicados topográficamente por sobre otro *conjunto* de deslizamientos (*Figura 40i*).

El término *deslizamiento superficial* o *poco profundo* es aplicado a aquellos movimientos en masa generados en las laderas de detritos del área, que desplazaron regolito (o suelo) sin afectar materiales integrantes del sustrato o “roca dura” integrado por basamento cristalino o SPPS.

Un *deslizamiento de primer término* o *deslizamiento nuevo* es considerado como aquel que no se ha formado por reactivación de un deslizamiento preexistente, es decir, no es consecuencia de *reactivaciones en sentido estricto*. No obstante, puede presentarse en una localidad con evidencias de deslizamientos previos.

**Figura 40:** Adaptación para algunos de los deslizamientos en el área de estudio, del estado, distribución, tipo de actividad y otras características. Fuente: Elaboración propia.

## 5.5. Términos relacionados

Distintos autores otorgan diversas connotaciones a los términos coluvio y talud, introduciéndose además, algunos términos nuevos.

El material no consolidado, transportado y depositado en las laderas, es denominado talud cuando está compuesto de fragmentos de rocas relativamente grandes y coluvio cuando está compuesto predominantemente de material más fino. El término taluvio es usado algunas veces para material que es una mezcla de fino y grueso (*Summerfield, 1991*).

No obstante, otros autores, consideran que un talud es una geoforma de las laderas y no un tipo de material (*Bloom, 1991*). Considerando además, que los detritos de rocas gruesos en un talud deberían ser denominados “*sliderock*” o “*scree*” (el uso común británico) (*Bloom, 1991*), reservan el término coluvio para el material que se mueve pendiente abajo por reptación (*Bloom, 1991*). *Selby (1985)* reserva el término coluvio para designar a un material inconsolidado, depositado sobre las laderas. Para dicho autor, el coluvio es una parte del regolito y puede contener partículas de cualquier tamaño que provienen de las partes altas.

Al igual que *Bloom (1991)*, reservamos el término talud para una geoforma, en particular, producto de materiales acumulados al pie de un frente escarpado.

De acuerdo a *Selby (1985)*, los depósitos coluviales en el área están integrados por materiales de diversa granometría, producto de la denudación de las secuencias rocosas correspondientes al basamento cristalino y SPPS, mezclado o asociado a depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*).

Para algunos rasgos geomórficos producto de movimientos en masa, tales como las “*terraces*”, se han invocado distintos procesos específicos en su formación. *Higgings (1982)* las interpreta como producidas por pisoteo de ganado. Para *Summerfield (1991)*, en laderas empinadas cubiertas de hierbas, están probablemente relacionadas con reptación de suelo, sin embargo deslizamientos poco profundos también pueden participar en su desarrollo. *Selby (1993)* considera que son las características más prominentes atribuidas a reptación de suelo. Para *Gutiérrez Elorza (2008)* son consecuencia de pequeños deslizamientos rotacionales producidos sobre laderas de hierba.

*Introducción a los movimientos en masa en el área*

## 6.1. Inestabilidades antecedentes

Los movimientos en masa generan, en la gran mayoría de los casos, rasgos que evidencian, agrupados o aislados, inestabilidades en las laderas. Las tres zonas se caracterizan por un conjunto de inestabilidades antecedentes, las que afectan, distintos componentes rocosos y geoformas modeladas en ellos. Estas inestabilidades permitieron identificar deslizamientos en el área, cuyos representantes más significativos se desarrollan principalmente en el talud inferior de cerros modelados en las SPPS.

Dichos deslizamientos fueron agrupados en 154 localidades (*Figuras 41, 42, 43, IV, V, VI; Tablas 38 a 46*).

Una localidad (**L**) corresponde en algunos casos, a una forma producto de deslizamientos, siendo relativamente puntual. En la mayoría de los casos involucra sectores de laderas con más de un deslizamiento, ocupando un área mayor. Los deslizamientos referidos son, en general, de fácil reconocimiento, al igual que la dirección del desplazamiento de los materiales.

Las evidencias de inestabilidades consecuencia de los movimientos producidos en las laderas fueron reconocidas a partir de dos vías: a) análisis de fotografías aéreas, fotomosaico e imágenes de satélite y b) trabajos de campo.

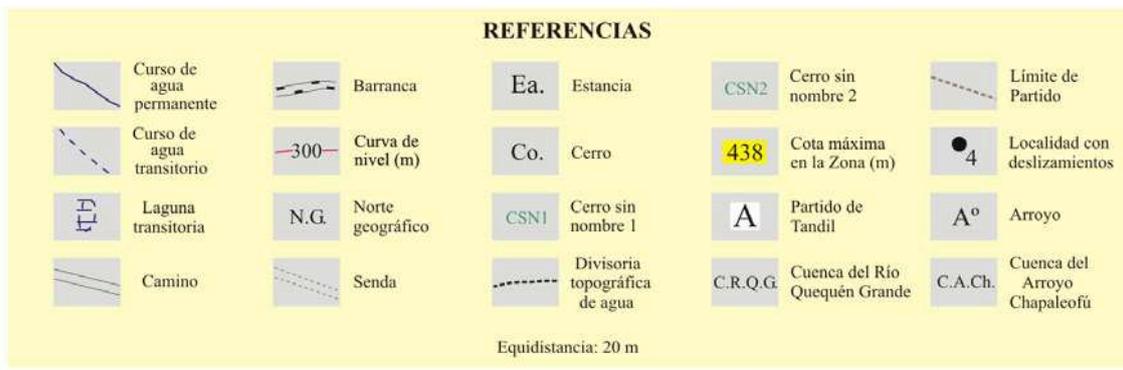
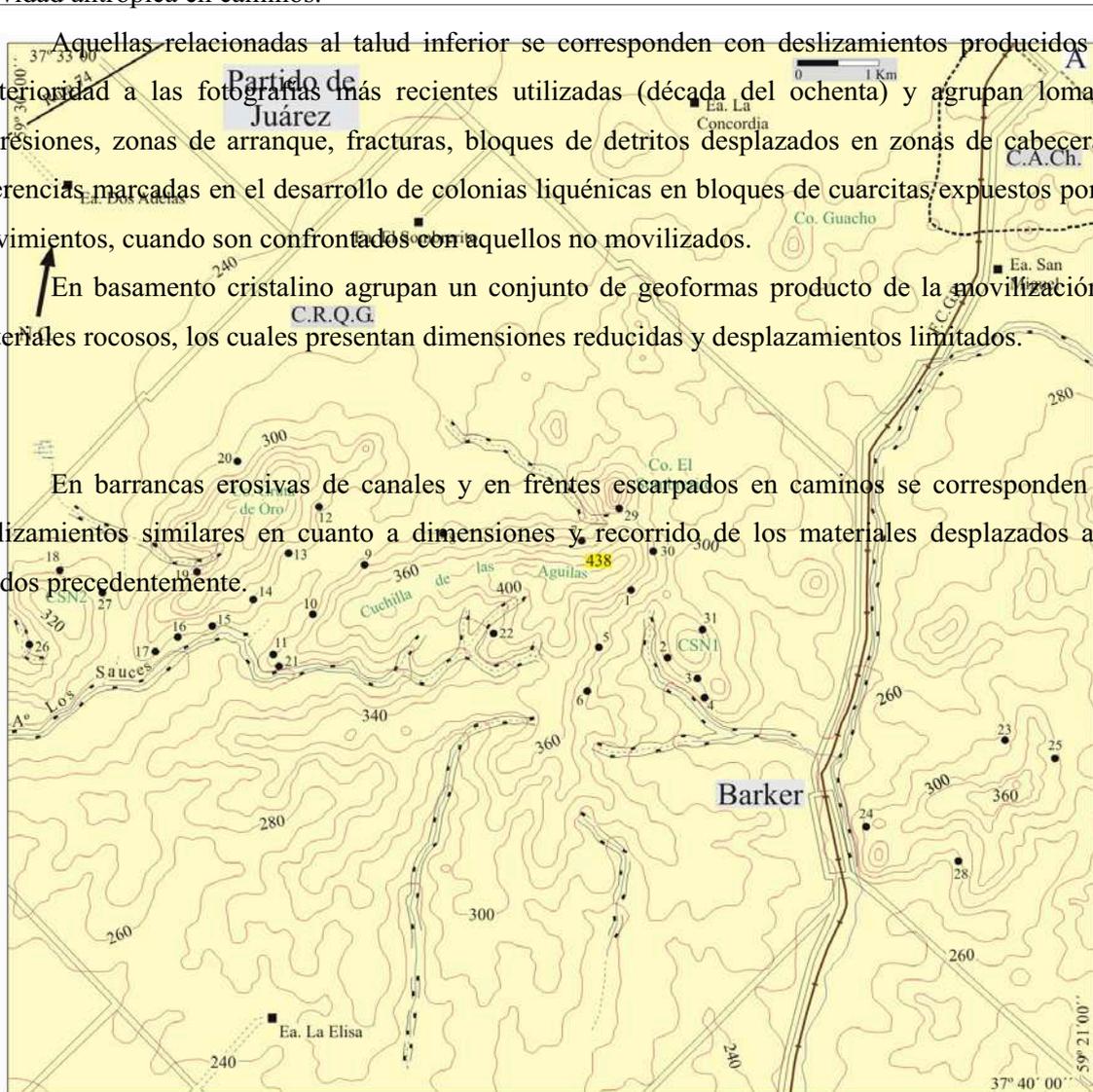
Las inestabilidades diferenciadas a partir de la primera vía (parte de ellas luego reconocidas y fotografiadas en el terreno) abarcan la formación de lomadas y depresiones asociadas en muchos casos, diferencias marcadas de pendientes, en general, mayores en zonas de arranque de materiales y frentes y costados de lomadas y cambios en la dirección de inclinación de las mismas. A estas características se suman el desarrollo de un relieve local “escalonado”, presencia de bloques rocosos en la superficie de las laderas, diferencias en el contenido de humedad, desarrollo de cuerpos de agua estancos (charcas, lagunas transitorias) y características morfológicas locales de tramos de la red de drenaje, principalmente en laderas de detritos. Además de las inestabilidades previamente reconocidas,

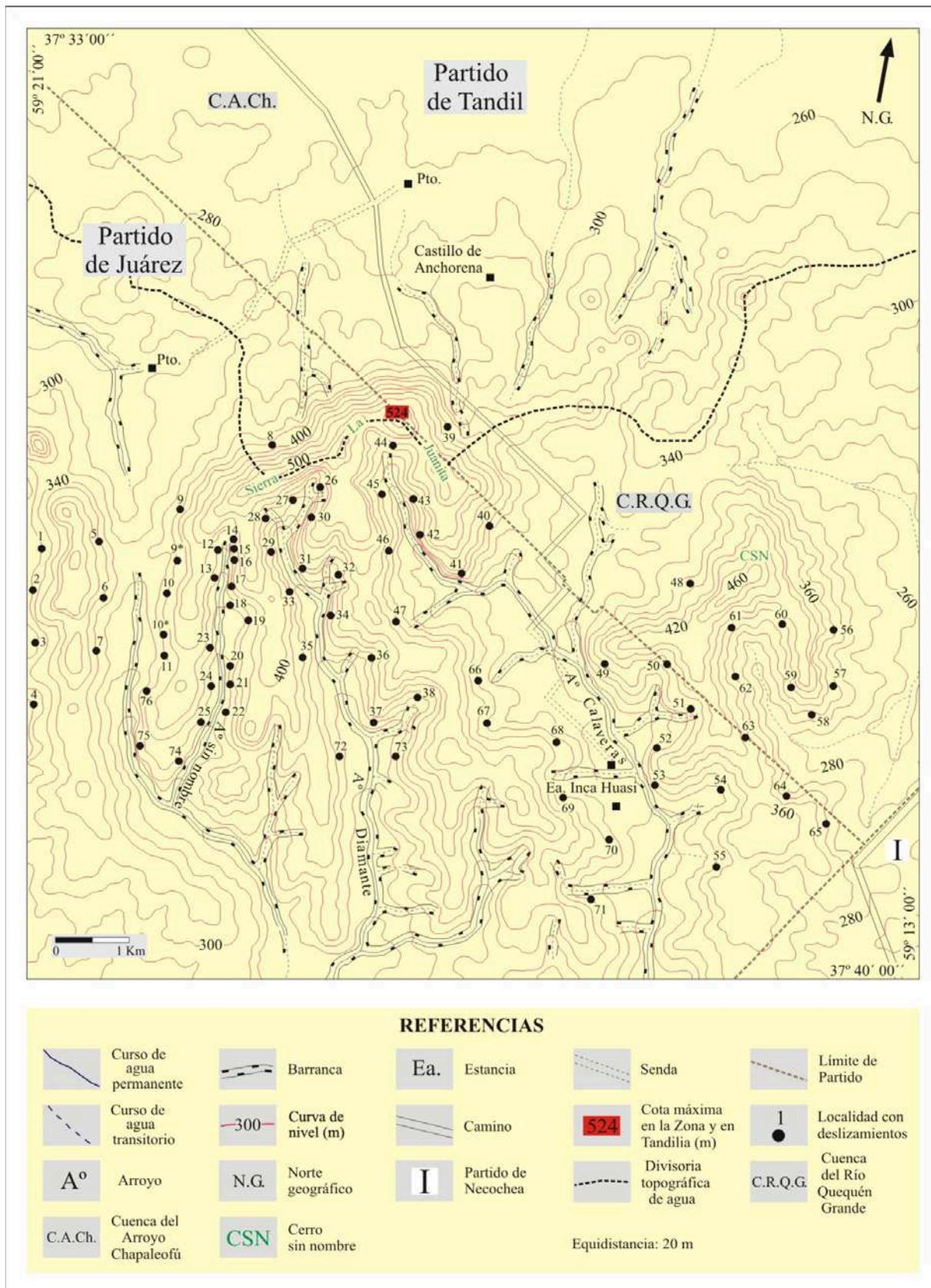
los trabajos de campo permitieron diferenciar otras, vinculadas al talud inferior y basamento cristalino, en este último caso afectando a distintas geformas modeladas en secuencias rocosas del Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola, 1975), como en barrancas erosivas de canales y relacionadas a actividad antrópica en caminos.

Aquellas relacionadas al talud inferior se corresponden con deslizamientos producidos con posterioridad a las fotografías más recientes utilizadas (década del ochenta) y agrupan lomadas, depresiones, zonas de arranque, fracturas, bloques de detritos desplazados en zonas de cabeceras y diferencias marcadas en el desarrollo de colonias líquénicas en bloques de cuarcitas expuestos por los movimientos, cuando son confrontados con aquellos no movilizados.

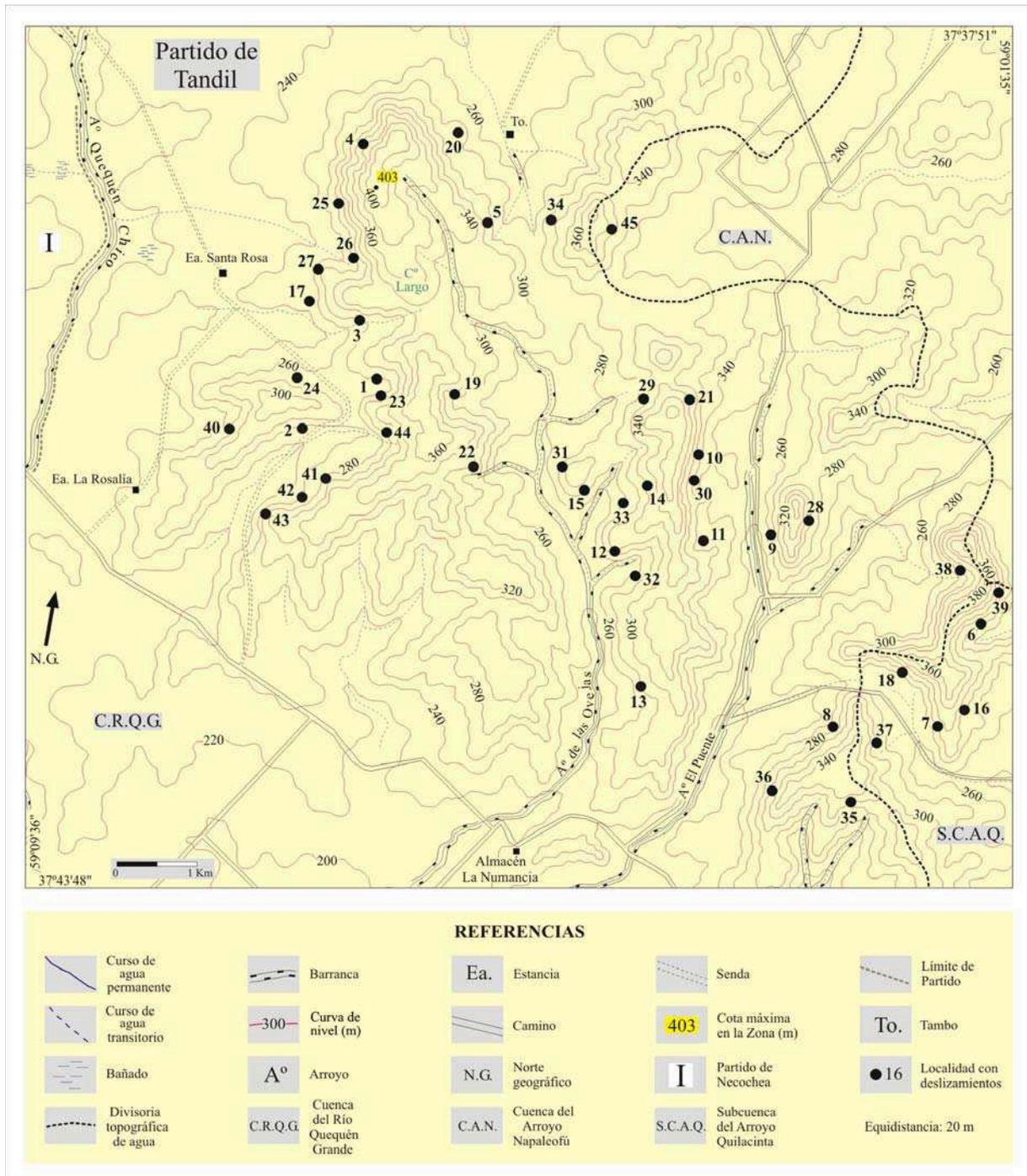
En basamento cristalino agrupan un conjunto de geformas producto de la movilización de materiales rocosos, los cuales presentan dimensiones reducidas y desplazamientos limitados.

En barrancas erosivas de canales y en frentes escarpados en caminos se corresponden con deslizamientos similares en cuanto a dimensiones y recorrido de los materiales desplazados a los citados precedentemente.

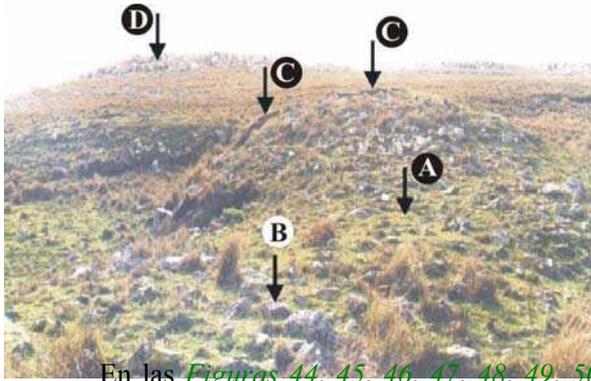




**Figura 41:** Zona 1 (Sector: Cuchilla de las Águilas, Cerro Gruta de Oro y alrededores). Localidades con deslizamientos considerados, ubicados en laderas de detritos (en su totalidad en el talud inferior), asociadas a cerros modelados en las SPPS.



**Figura 42:** Zona 2 (Sector: Sierra La Juanita y cerros aledaños). Localidades con deslizamientos considerados, ubicados en laderas de detritos (en su totalidad en el talud inferior), asociadas a cerros modelados en las SPPS.

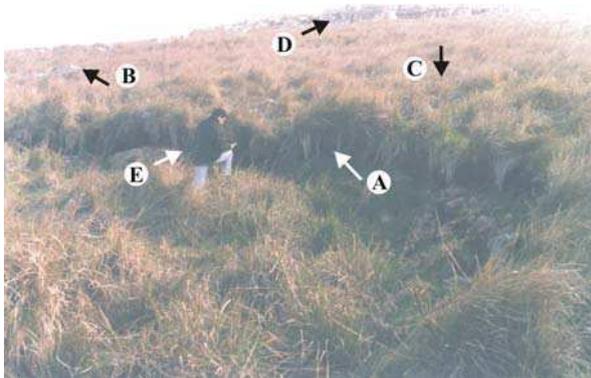


En las Figuras 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51 y 52 se muestran algunas de las evidencias de inestabilidades referidas.

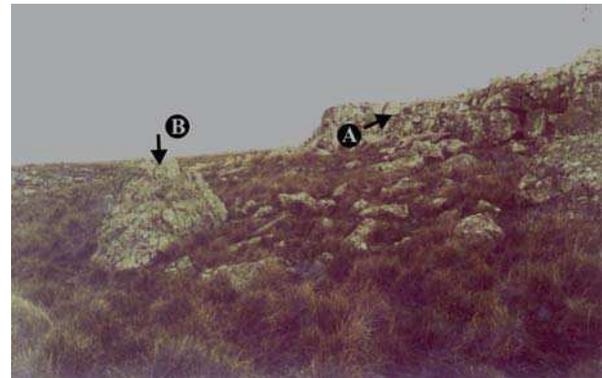
**Figura 45:** Partido de Tandil, Zona 3. L1. (A): Cuerpo de agua. (B): Lomadas producto de antiguos procesos de remoción en masa. (C): Fractura de unos 5 m de longitud y 1 m de ancho formada hacia fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001. (D): Bloque de cuarcita. (E): FETI.



**Figura 44:** Partido de Tandil, Zona 3. L1. (A): Lomada (de unos 10 m de ancho) formada por antiguos deslizamientos. (B): Bloques de cuarcitas. (C): Fracturas generadas a fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001. (D): FETI. Nótese los cambios de pendiente de la ladera vinculados a la lomada.

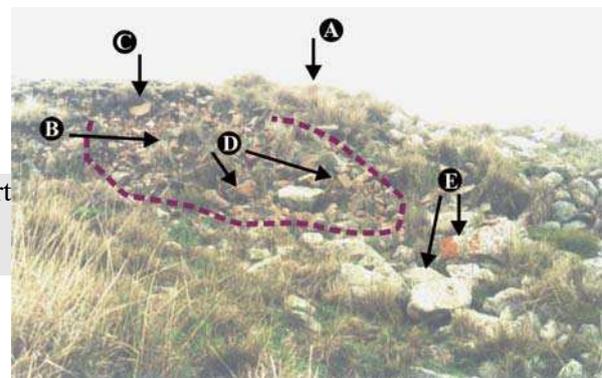


**Figura 47:** Partido de Tandil, Zona 3. L1. (A): FETI. (B): Bloque de cuarcita de unos 2,5 m de eje mayor caído y movilizado a lo largo de la ladera de detritos.

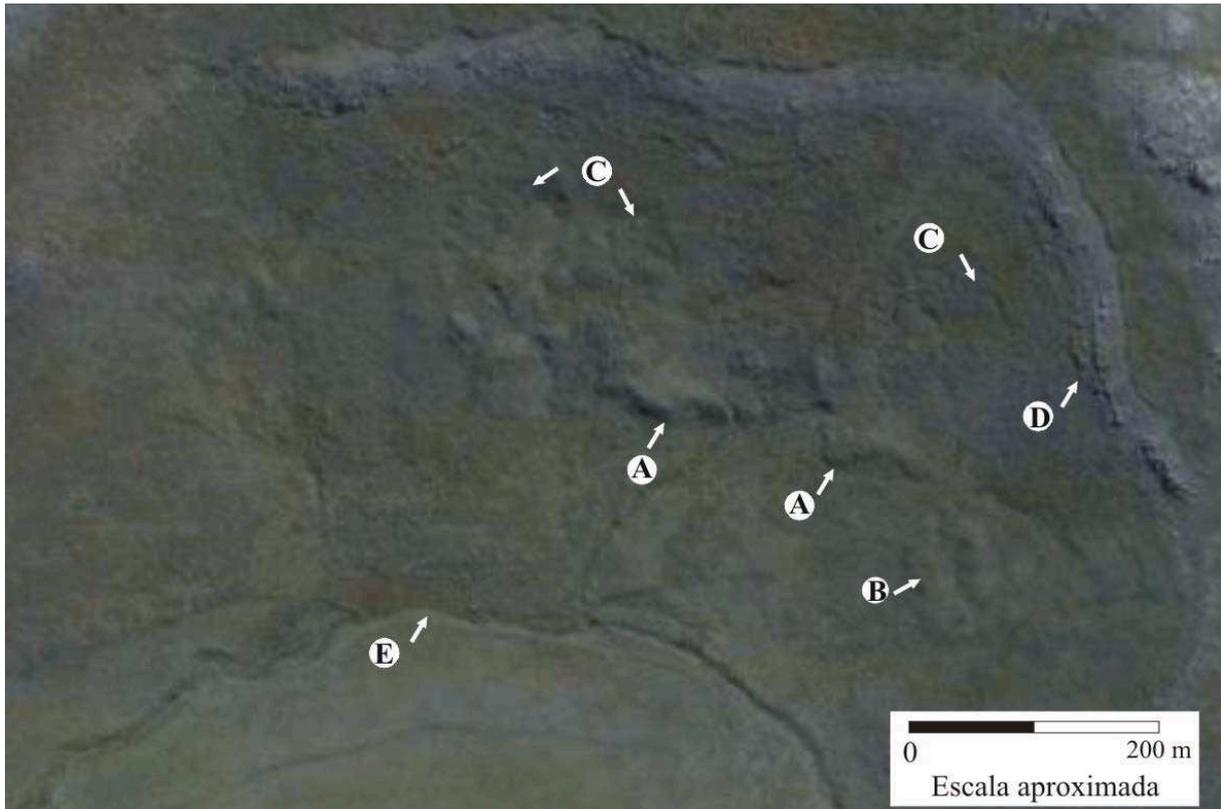


**Figura 46:** Partido de Tandil, Zona 3. L12. (A): Escarpa en las cabeceras de un antiguo deslizamiento. (B): Bloque de cuarcita. (C): Terreno no afectado por el deslizamiento. (D): FETI. (E): Persona para estimar la escala.

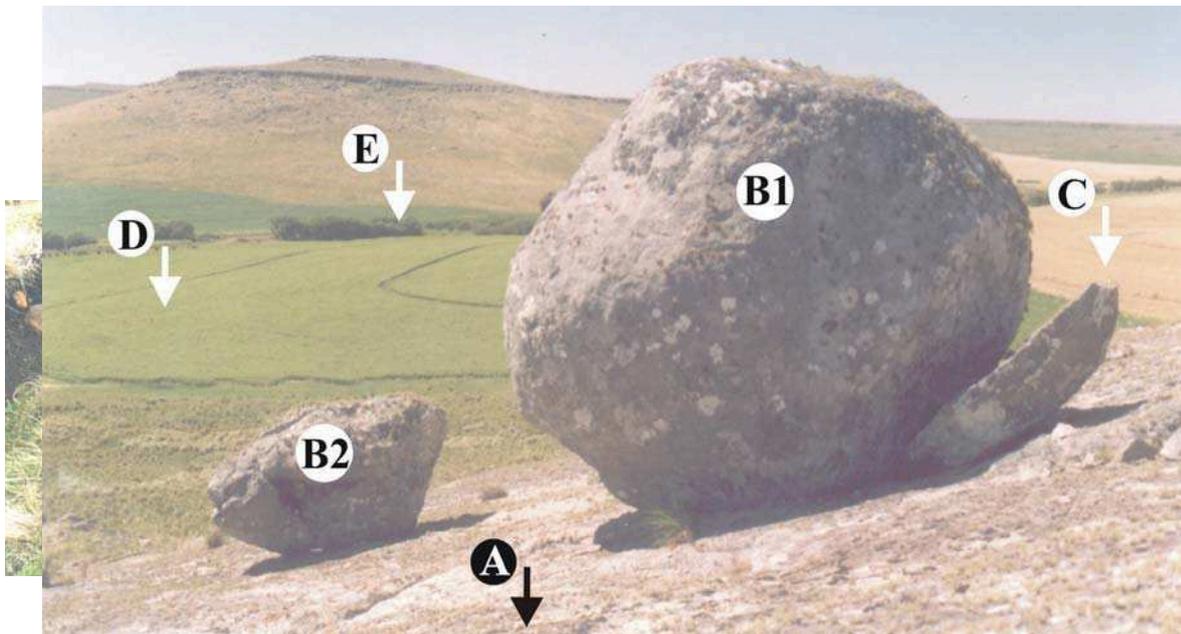
**Figura 43:** Zona 3 (Sector: Extremo sur del Partido considerados, ubicados en laderas de detritos (casi cerros elaborados en las SPPS).



**Figura 49:** Partido de Tandil, Zona 3. L1. (A): Lomada producto de antiguos deslizamientos. (B) y (C): Lomada (de unos 5 m de longitud) y escarpa poco definida, generadas por deslizamientos producidos en el año 2001. (D): Clastos movilizados sin corteza liquénica. (E): Clastos no afectados, con cortezas liquénicas.



**Figura 50:** Partido de Benito Juárez, Zona 2. L54. (A): Lomadas producto de la acumulación de materiales por deslizamientos en el talud inferior. (B): Relieve local “escalonado”. (C): Zonas de arranque de materiales con desarrollo de escarpas. (D): FETI. (E): Curso de agua.



(A): Fractura (50 cm de ancho) en contacto con un bloque de cuarcita (B), en una lomada producto de antiguos deslizamientos. (C): Límite entre las partes que estuvieron sobre (a) y debajo (b) de la superficie, previo a los movimientos de fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001.



**Figura 52:** Partido de Tandil, *Zona 3*. Cercanías de **L34**. Las flechas señalan cicatrices de pequeños deslizamientos en cursos de agua excavados en depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*). Utilice el ganado para estimar la escala.

## 6.2. Materiales desplazados por los movimientos en masa

Los distintos procesos de remoción en masa en el área han movilizado dos conjuntos de materiales principales: rocas y regolito (o suelo).

**Figura 51:** Partido de Tandil, *Zona 3*. A 300 m aproximadamente al SE de **L21**. (A): Cuerpo semi domático modelado en focas del basamento cristalino. (B1): Bochón colgado de unos 3 m de altura. (B2): Bloque colgado (C): Fragmentos de rocas, porros y vitigados separados. (D): MEd. (E): Arroyo El Puente.

o cristales. Son discontinuas en el sentido de que pueden ser rotas en mayor o menor extensión por

fracturas y diaclasas, pero no son significativamente debilitadas cuando están saturadas en agua (*Summerfield, 1991*).

Las rocas sometidas a desplazamiento en el área de estudio corresponden exclusivamente a materiales locales, procedentes de las SPPS (la que fuera mapeada por *Poiré y Spalletti (2005)* como Grupo Sierras Bayas) y basamento cristalino del Complejo Buenos Aires (*Marchese y Di Paola, 1975*).

El regolito es un depósito inconsolidado, débil, el cual forma una masa esencialmente continua, carente de diaclasas o fisuras significativas, pero el cual es debilitado cuando está saturado en agua (*Summerfield, 1991*).

En las zonas consideradas, el regolito afectado por deslizamientos que fuera reconocido, agrupa principalmente dos tipos de materiales: a) Producto de la denudación de las rocas previamente mencionadas, b) Sedimentos de génesis eólica, asignados a la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*).

De acuerdo a la procedencia, los materiales referidos pueden ser autóctonos (presentes en el lugar o allí generados) o alóctonos (provenientes de otras áreas). Mientras que las rocas son materiales exclusivamente autóctonos, el regolito se corresponde con productos autóctonos (por destrucción de rocas del basamento cristalino y SPPS) y alóctonos (sedimentos eólicos).

### **6.3. Geoformas afectadas por deslizamientos**

Las geoformas afectadas por los deslizamientos en el área se relacionan a cerros y lomadas modelados en secuencias del Complejo Buenos Aires (*Marchese y Di Paola, 1975*), SPPS y MEP. Un conjunto menor de movimientos en masa se asocia a rasgos producto de actividad antrópica.

Los deslizamientos observados, vinculados a los cerros y lomadas modelados en basamento cristalino, se han desarrollado en geoformas generadas en el pasado en el interior de mantos de meteorización, las que fueron posteriormente liberadas y expuestas por procesos erosivos.

Los distintos movimientos en masa en cerros modelados en las SPPS se vinculan principalmente con dos geoformas características allí desarrolladas: FE y laderas de detritos (principalmente en el talud inferior). De menor significación, una mínima parte de los deslizamientos se relaciona con algunas de las cuevas y reparos que afectan parte de las secuencias rocosas de la cubierta citada.

En el MEP afectan principalmente escarpas de erosión desarrolladas en las márgenes de canales elaborados principalmente en depósitos eólicos de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*).

Las principales geoformas producto de actividad antrópica afectadas por los deslizamientos que hemos registrado están representadas por frentes escarpados vinculados mayoritariamente con la traza de caminos.

*Estimación de la edad relativa de los deslizamientos  
y criterios de identificación*

## **7.1. Estimación de la edad relativa de los deslizamientos y criterios de identificación**

De acuerdo a las observaciones, los movimientos en masa, identificados a través de las geoformas generadas y elementos asociados, se han desarrollado en distintos momentos de la evolución del paisaje y aún son activos en el modelado de distintos sectores del área de estudio. Sin embargo y en general, es elevado el grado de incertidumbre respecto al momento de inicio de la gran mayoría de los movimientos.

Una aproximación a la edad relativa de los deslizamientos fue establecida a partir de un conjunto de particularidades, el que incluyó: a) fecha de toma de las fotografías aéreas, b) consultas a propietarios y personal de distintos establecimientos con desarrollo de deslizamientos, c) trabajos de campo (los que incluyeron observaciones en rasgos naturales que afectan a las geoformas y en obras asociadas a las mismas), d) registro histórico escrito y e) características geológicas y geomorfológicas de los rasgos formados.

La estimación de la edad relativa de los deslizamientos en el área será considerada a partir de las geoformas principales generadas. Tiene como objetivo, además, un ordenamiento de los deslizamientos para su descripción.

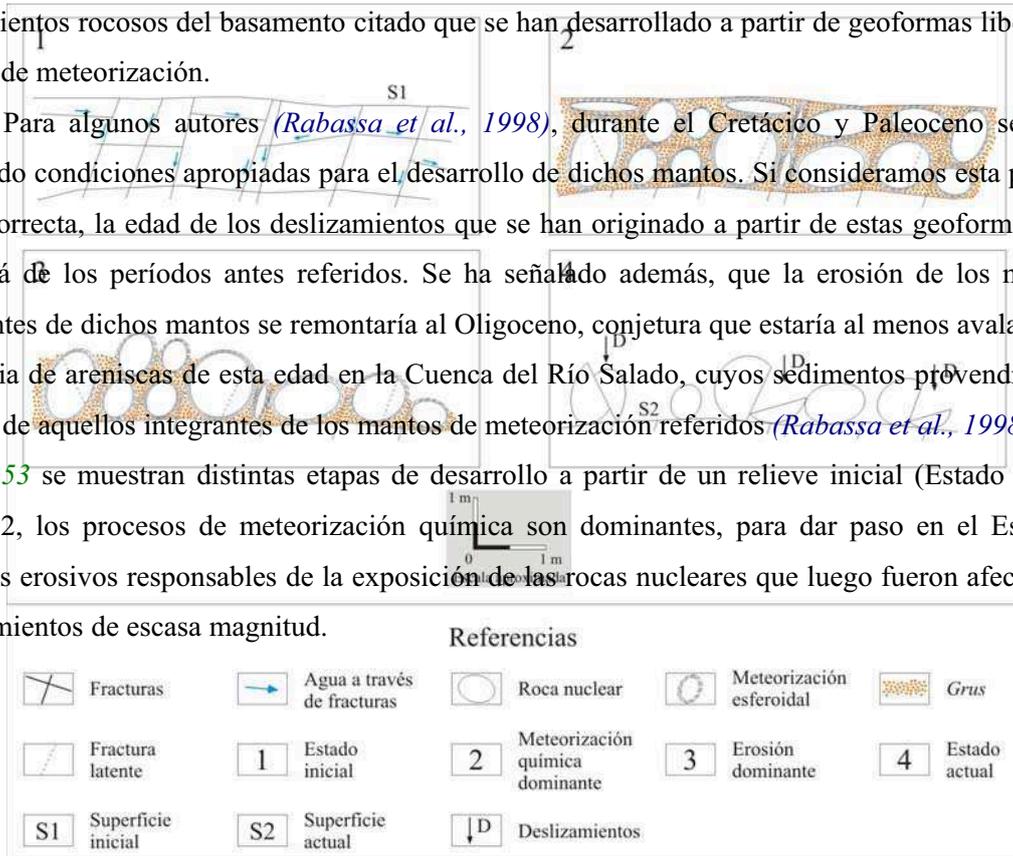
### **7.1.1. Cerros elaborados en secuencias rocosas del Complejo Buenos Aires**

#### **7.1.1.1. Afloramientos rocosos**

Los deslizamientos que hemos reconocido en el basamento cristalino son en general de escasas dimensiones y fueron generados por desplazamientos de poca magnitud. Afectan

afloramientos rocosos del basamento citado que se han desarrollado a partir de geoformas liberadas de mantos de meteorización.

Para algunos autores (*Rabassa et al., 1998*), durante el Cretácico y Paleoceno se habrían registrado condiciones apropiadas para el desarrollo de dichos mantos. Si consideramos esta propuesta como correcta, la edad de los deslizamientos que se han originado a partir de estas geoformas no iría más allá de los períodos antes referidos. Se ha señalado además, que la erosión de los materiales integrantes de dichos mantos se remontaría al Oligoceno, conjetura que estaría al menos avalada por la presencia de areniscas de esta edad en la Cuenca del Río Salado, cuyos sedimentos provendrían de la erosión de aquellos integrantes de los mantos de meteorización referidos (*Rabassa et al., 1998*). En la *Figura 53* se muestran distintas etapas de desarrollo a partir de un relieve inicial (Estado 1). En el Estado 2, los procesos de meteorización química son dominantes, para dar paso en el Estado 3 a procesos erosivos responsables de la exposición de las rocas nucleares que luego fueron afectadas por deslizamientos de escasa magnitud.



**Figura 53:** Distintas etapas de desarrollo de un manto de meteorización con manifestación de rocas nucleares, posteriormente liberadas por procesos erosivos y luego afectadas por deslizamientos de escasa magnitud. Fuente: Elaboración propia.

Adicionalmente, en el subsuelo de la ciudad de Tandil ha sido mencionada la presencia de una antigua red fluvial (*Gentile y Villalba, 2008; Gentile y Ribot, 2009*). Los depósitos integrantes de la misma, yacen hacia la parte inferior de la Formación Vela (*Rabassa, 1973*) y apoyan en sedimentos

limolíticos relativamente consolidados que corresponderían a la Formación Barker (*Rabassa, 1973*). Estos depósitos podrían ser, al menos en parte, el producto de la erosión de los mantos de meteorización citados, situación que indicaría la posibilidad de que, algunas de las geoformas luego afectadas por deslizamientos, hayan sido liberadas por estos procesos y en estos casos, la edad estimada para algunos de ellos, sería más reciente.

## **7.1.2. Cerros modelados en las Sedimentitas pre Paleozoico superior**

### **7.1.2.1. Talud inferior**

Las observaciones realizadas en el talud inferior de cerros modelados en las SPPS, permitieron una estimación relativa de las edades de deslizamientos, la que se detalla a continuación.

#### **7.1.2.1.1. Deslizamientos “antiguos”**

Estos deslizamientos agrupan a aquellos representados en fotografías aéreas escala 1:20.000, de la década del ochenta, del Ministerio de Obras Públicas de la provincia de Buenos Aires. Dentro de ellos pueden diferenciarse dos conjuntos: 1, Deslizamientos previos a las fotografías aéreas de la década del sesenta (1966/1967) y 2, Deslizamientos producidos entre la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982).

### **I. Deslizamientos previos a las fotografías aéreas de la década del sesenta (1966/1967)**

Estos deslizamientos están representados en fotografías aéreas, cuyas fechas de toma varía entre el 12/12/66 y el 28/09/67. Es decir, tomados en su conjunto son previos a la última fecha referida.

Si bien estos deslizamientos fueron generados con anterioridad a la fecha de toma de las fotografías aéreas consideradas, parte de ellos pueden ser agrupados considerando la expresión morfológica que presentan, como asimismo las distintas consultas efectuadas a residentes de las zonas de estudio y registro histórico escrito.

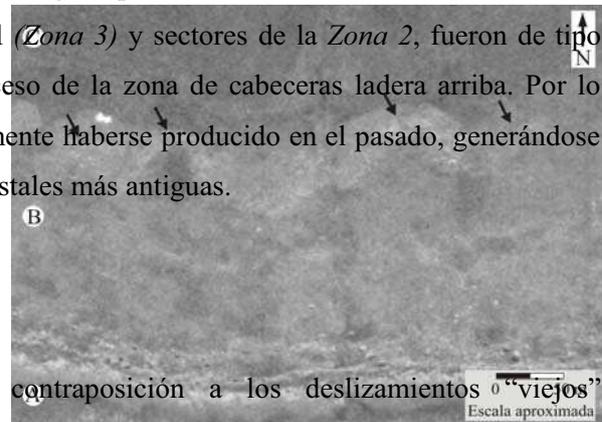
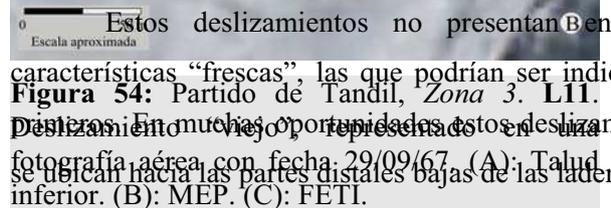
#### **I.a. Expresión morfológica**

De acuerdo a la expresión morfológica de los rasgos que lo integran, pueden ser referidos como deslizamientos a: Deslizamientos “viejos” y b: Deslizamientos “muy viejos”.

##### **I.a.1. Deslizamientos “viejos”**

Las geoformas producto de estos deslizamientos presentan características, principalmente en las zonas de arranque de materiales, que varían desde “muy frescas” a “frescas”, indicando que no se habrían desarrollado muy atrás en el tiempo de la fecha de toma de la fotografía en la cual están representadas (Figura 54). Sin embargo, cabe la posibilidad de que algunos de estos deslizamientos sean “viejos” en su totalidad y otros lo sean simplemente en parte. Esta interpretación surge debido a que, si consideramos la distribución de la actividad, gran parte de los deslizamientos “recientes” producidos en el extremo sur del partido de Tandil (Zona 3) y sectores de la Zona 2, fueron de tipo “retrogresivo” WP/WLI (1993), es decir con retroceso de la zona de cabeceras ladera arriba. Por lo tanto es factible que estos procesos pudieran igualmente haberse producido en el pasado, generándose zonas de arranque bien definidas y lomadas bajas distales más antiguas.

### I.a.2. Deslizamientos “muy viejos”



Estos deslizamientos no presentan características “frescas”, las que podrían ser indicadoras de una mayor edad relativa respecto a los deslizamientos “viejos”, representados principalmente por lomadas; En muchas oportunidades estos deslizamientos, representados principalmente por lomadas; se ubican hacia las partes distales bajas de las laderas de detritos hacia el contacto con el MEP. (Figura 55).

**Figura 54:** Partido de Tandil, Zona 3. L11. Deslizamiento muy viejo, representado en su totalidad por lomadas; SPPS. (A): Talud inferior. (B): MEP. (C): FETI.

**Figura 55:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. Deslizamiento muy viejo, representado principalmente por lomadas; SPPS. (B): Talud inferior. (C): MEP. Las flechas negras indican lomadas producto de movimientos en masa “muy viejos”.

### I.b. Consultas a residentes en el área de trabajo y registro histórico escrito

Las consultas a residentes en la zona permitieron, en algunos casos, una mejor aproximación a la estimación de la edad relativa de algunos de los rasgos generados por deslizamientos representados en las fotografías de esta década.

### **I.b.1. Deslizamientos producidos previamente a 1950-1952**

De acuerdo a la información brindada por el propietario de la Estancia Santa Rosa, en **L1**, la laguna (*Figura VII a*) ubicada entre dos lomadas (visibles en fotografías aéreas de la década del ochenta y también de la segunda mitad de la década del sesenta) ya estaba desarrollada hacia 1950-1952 y, por consiguiente, ya se habían producido también los deslizamientos que dieron origen a las lomadas referidas, producto de la acumulación de materiales desplazados.

### **I.b.2. Deslizamientos producidos anteriormente a 1946-1950**

En **L2**, ubicada a 1000 m al SO de **L1**, correspondiente a la *Zona 3*, un alambrado que fuera colocado hacia 1946-1950 (de acuerdo a los datos aportados por el propietario de la Estancia Santa Rosa) sobre una antigua lomada generada por movimientos gravitacionales, indica que los procesos que desplazaron los materiales en dicho sector son previos al intervalo de años antes indicado.

### **I.b.3. Deslizamientos anteriores a 1707**

A 300 m al N de **L4**, la construcción de un corral de piedra, conocido por el propietario de la Estancia Santa Rosa, como Corral de Ferreira (*Figura VI*) sobre antiguas lomadas permite aproximar la fecha del desplazamiento de los materiales por movimientos en masa.

Allí se han desarrollado dos lomadas como consecuencia del movimiento de materiales a lo largo del talud inferior, las que se encuentran separadas por una depresión. Todos estos elementos morfológicos fueron reconocidos en fotografías aéreas del 12/12/66 y posteriores, como asimismo en el terreno. Aprovechando estas características particulares de la morfología, fue construido un antiguo corral de piedra.

Según *Ramos et al. (1994)*, *Ceresole (1991)* realizó una exhaustiva indagación bibliográfica en el Archivo Histórico de Córdoba, en donde pudo consultar en forma directa, documentos de la Época de la Colonia. Entre ellos, el que hacía referencia al episodio protagonizado por Antonio Garay y su gente en 1707. En una muy correcta lectura etnohistórica del texto – en el sentido de *Santamaría (1985)* – pudo apreciar que en él se hacía referencia a dos “corrales de piedra”: el “de Ferreira” y el “de Los Pantanos”. *Ramos (1995)*, analizando información respecto a circuitos alternativos de tráfico de ganado, considera el documento del año 1707 que hace referencia al capitán Garay y su partida, los que provenientes de aquella provincia, estaban en las Sierras del Tandil arreando ganado cimarrón al que encerraban en el llamado “corral de Ferreira”.

Si la hipótesis de *Ceresole (1991)*, apoyada por *Ramos (1995)* es correcta, las antiguas lomadas sobre las que se construyó el corral de piedra, ya habrían sido formadas hacia la fecha mencionada por Antonio Garay.

## II. Deslizamientos producidos entre la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982)

Estos deslizamientos fueron diferenciados en distintas localidades correspondientes a la *Zona 2* (Sector: Sierra la Juanita y cerros adyacentes), dentro de los límites de la cuenca del Río Quequén Grande. Los deslizamientos no están representados en las fotografías aéreas del INTA de los años 1966/1967 y sí lo están en aquellas correspondientes al Ministerio de Obras Públicas de la provincia de Buenos Aires de la primera mitad de la década del ochenta (1981/1982), indicando claramente que fueron producidos en algún momento del intervalo referido.

### 7.1.2.1.2. Deslizamientos “recientes”

El término deslizamientos “recientes” es aquí aplicado a un conjunto de geformas producto de movimientos en masa, diferenciadas en el terreno y no representadas en aquellas fotografías aéreas utilizadas, cuyas fechas son las más próximas a la actualidad. Estos deslizamientos se desarrollaron en el talud inferior, vinculado a cerros modelados en las SPPS y fueron identificados en tres sectores del talud mencionado en el área de Sierra La Juanita (*Zona 2*) y ocho localidades correspondientes a la *Zona 3 (Figura 81)*.

Activo/Reciente	Inactivo/viejo
Escarpas, bloques y grietas con bordes agudos	Escarpas, bloques y grietas con bordes redondeados
Grietas y depresiones sin relleno depositacional secundario	Grietas y depresiones con relleno depositacional secundario
<b>I. Deslizamientos producidos hacia fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001</b>	
Movimientos en masa secundarios en la escarpa	Sin movimientos en masa secundarios en la escarpa
La superficie de ruptura y las superficies de corte marginales muestran deslizamientos recientes frescos	La superficie de ruptura y las superficies de corte marginales muestran deslizamientos recientes frescos
Superficies fracturadas frescas en los bloques, poca cubierta de líquenes	Meteorización en las superficies fracturadas de los bloques, cubierta de líquenes establecida
charcas y depresiones no drenadas	Sistema de drenaje integrado
Crestas de presión en contacto con el margen del deslizamiento	Lóbulos reducidos y terraplenes abandonados
Sin desarrollo de suelo o depósitos eólicos en las superficies abiertas, claros con límites marcados entre zonas de colonias liquénicas	Desarrollo de suelo en las superficies de ruptura expuestas, enmasa de depósitos eólicos
Presencia de erosión en los taludes de la zona de desarrollo sobre las superficies fracturadas	Desarrollo de suelos y vegetación, bien desarrollado sobre las superficies fracturadas
Diferencias marcadas en la vegetación “sobre” y “afuera” del deslizamiento	No hay distinción entre la vegetación “sobre” y “afuera” del deslizamiento
Arboles inclinados sin nuevo desarrollo vertical	Arboles inclinados con subsecuente desarrollo vertical
Sin nuevos soportes para tejidos secundarios en los troncos	Nuevos soportes, tejidos secundarios en los troncos

Se desarrollaron en LI, en terrenos propiedad de la Estancia Santa Rosa, ubicada en el extremo S del Partido de Tandil, correspondiente a la *Zona 3*. La edad estimada de los deslizamientos en dicha localidad, se obtuvo de datos aportados por el propietario y el encargado de dicha estancia. Una de las características más marcadas observadas durante los trabajos de campo en esta localidad, fue el carácter “fresco” de los rasgos generados, que incluyeron: desarrollo de fracturas abiertas, claros con límites marcados entre zonas de colonias liquénicas y sectores con carencia de ellas, grado de preservación de las geformas y falta de desarrollo de suelo y vegetación en zonas de ruptura de los materiales.

Parte de dichas características son coincidentes con los rasgos señalados por *Crozier (1984)* que caracterizan deslizamientos activos / recientes. Específicamente, aquellos vinculados con los tópicos: escarpas, bloques y grietas con bordes agudos, grietas y depresiones sin relleno depositacional secundario, poca cubierta de líquenes y sin desarrollo de suelo en las superficies de ruptura expuestas, sistema de drenaje desordenado (*Figura 56*).

## **II. Deslizamientos producidos en fechas cercanas a finales de agosto – comienzos de septiembre del año 2001**

Estos deslizamientos fueron diferenciados en **L10** (*Zona 2*) con observaciones en la misma localidad en los rasgos generados, pero sólo a la distancia en dos sectores de taludes en las cabeceras del Arroyo sin nombre y en el extremo sur del partido de Tandil (*Zona 3*), correspondientes a las localidades **L4, L6, L7, L8, L12, L14 y L21**.

Un conjunto de características, principalmente morfológicas, reconocidas en **L1** fueron utilizadas como criterios para considerar que, en las localidades aquí tratadas, los deslizamientos podrían haberse formado en fechas cercanas (previas o posteriores) a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001. Estas consideraron el carácter “fresco” de las geoformas, desarrollo de fracturas abiertas, carencia de vegetación en zonas de ruptura de los materiales y grado de preservación de las geoformas, particularmente en bloques de “*slumps*”.” Al igual que en la localidad referida en primer término también se registraron en **L12** bloques de cuarcitas con límites marcados entre zonas de colonias líquénicas y sectores con carencia de ellas, los que, de acuerdo a datos suministrados por personal del establecimiento en el cual se ubica la última localidad se habrían generado en fechas cercanas a las mencionadas más arriba.

**Figura 56:** Rasgos indicadores de la actividad o edad relativa de los deslizamientos, según *Crozier, (1984)*.

En **L6, L7 y L8**, se han desarrollado previamente a la fecha de observación (20/12/02). En **L12, L21 y L14**, las geoformas fueron reconocidas el 01/07/03, siendo por lo tanto anteriores a esa fecha. Finalmente, en **L4**, los deslizamientos son previos al 31/10/03, fecha correspondiente a la observación realizada en el terreno.

Para **L4, L6, L7, L8, L12, L14 y L21** se desconoce el momento preciso de su formación. No obstante, en estas últimas siete localidades, algunas de las características observadas en el terreno en los rasgos más recientes desarrollados, tales como carencia de vegetación en las escarpas principales y grado de preservación de éstas y de los bloques deslizados, son similares a las registradas en **L1**. Estas características permitirían suponer que aunque previos o posteriores, los movimientos en estas localidades, no estarían muy alejados de finales de agosto - comienzos de septiembre del año 2001.

### **III. Deslizamientos producidos en L1 con posterioridad a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001**

Fueron reconocidas modificaciones de algunos rasgos y formación de otros en **L1** (*Zona 3*, extremo sur del partido de Tandil).

#### **7.1.2.2. Frentes escarpados**

La edad de los bloques desprendidos solamente es considerada en general como previa a las fotografías aéreas más antiguas en las cuales están representados. Esto es debido a que no se ha realizado un control en el terreno de la totalidad de los FE en las zonas que permitan una estimación más aproximada.

*Reactivaciones*

### **8.1. Reactivaciones**

Como fuera oportunamente referido, el término *reactivaciones* es aquí utilizado para hacer referencia al desarrollo de nuevos deslizamientos, en sectores de laderas de detritos, con presencia de deslizamientos previos. Los nuevos deslizamientos pueden vincularse específicamente con el sector de uno previo (*reactivaciones en sentido estricto*), o bien afectar parte de una ladera con geoformas originadas por deslizamientos (*reactivaciones en sentido amplio*).

Es de mencionar además que, de la manera en la cual el término *reactivaciones* es aplicado, resulta evidente que es independiente de si se ha mantenido, en sentido estricto, inactivo durante el último año, tal la propuesta de *WP/WLI (1993)*. Esto es debido por un lado, a la falta de mediciones continuas, en el terreno y por otro la disponibilidad de fotografías aéreas anuales que permitan en caso de haber ocurrido en este último caso, la verificación al menos, de los movimientos más significativos.

Un conjunto de evidencias permite señalar que, en las tres zonas de estudio consideradas se produjeron *reactivaciones* en distintas localidades, vinculadas básicamente con el talud inferior que bordea los cerros modelados en las SPPS.

A pesar de que suele resultar sencillo, en ocasiones, diferenciar *reactivaciones*, en pocas oportunidades es posible conocer el intervalo temporal entre uno y otro u otros deslizamientos.

Las evidencias de *reactivaciones* fueron obtenidas a partir de dos tratamientos: a) Interpretación de geoformas mediante el análisis de las fotografías aéreas e imágenes de satélite utilizadas; b) Reconocimiento en el terreno de distintos rasgos producto de deslizamientos que tuvieron lugar, en al menos ocho localidades, ubicadas en el extremo sur del partido de Tandil,

correspondientes a la *Zona 3* y en distintos sectores ubicados al este del partido de Benito Juárez en el área de Sierra la Juanita (*Zona 2*).

## **8.2. Criterios utilizados en la identificación de *reactivaciones***

Se pueden dividir en dos conjuntos básicos, los que agrupan criterios objetivos y subjetivos. Mientras que los primeros presentan un valor máximo de certeza o confianza, los restantes son en gran medida hipotéticos y manifiestan un mayor grado de incertidumbre.

### **8.2.1. Criterios objetivos**

Los criterios objetivos (o directos) indican por sí solos *reactivaciones* en una localidad específica o sector de ladera de detritos considerada.

Estos criterios consideraron principalmente tres situaciones: 1) confrontación de fotografías aéreas tomadas en distinta fecha en una misma localidad, 2) comparación de fotografías aéreas con imágenes de satélite y 3) observaciones directas en el terreno de deslizamientos con fecha precisa de formación, de acuerdo a datos aportados por residentes en el área. En el primero y segundo de los casos, un deslizamiento representado en la fotografía aérea (o imagen de satélite) más reciente no está expresado en la más antigua. En la situación restante, se cuenta con información precisa de la generación de deslizamientos jóvenes no manifestados en fotografías aéreas, en sectores con evidencias de movimientos previos, representados en las mismas fotografías.

### **8.2.2. Criterios subjetivos**

Los criterios subjetivos (o indirectos) se sustentan en determinadas características de los deslizamientos, que podrían ser indicadoras de *reactivaciones*. Entre otras: 1) distinta expresión morfológica de los rasgos, 2) posiciones topográficas particulares, 3) determinadas características morfológicas de los deslizamientos, 4) desarrollo de más de un deslizamiento.

## **8.3. Tipos de *reactivaciones* determinadas a partir de criterios objetivos**

**Tipo 1:** La *reactivación* de los deslizamientos se produce en el mismo talud, generándose un nuevo deslizamiento sin afectar al preexistente (*Figura 57a*).

**Tipo 2:** La *reactivación*, al igual que en el tipo anterior, se produce en el mismo talud, pero afecta una geoforma producto de deslizamientos previos.

**Subtipo 2.a:** Los deslizamientos producto de *reactivaciones* afectan antiguas zonas de arranque de materiales generadas por movimientos en masa previos (*Figura 57b*).

**Subtipo 2.b:** Los movimientos en masa afectan geformas de acumulación de materiales producto de antiguos deslizamientos (Figura 57c).

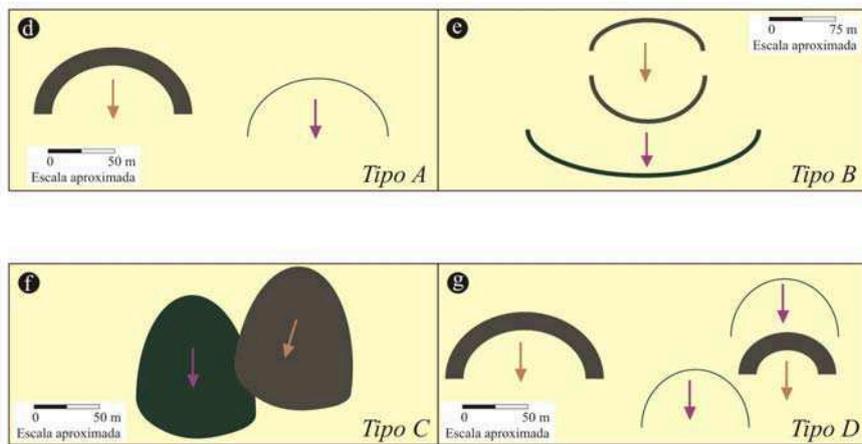
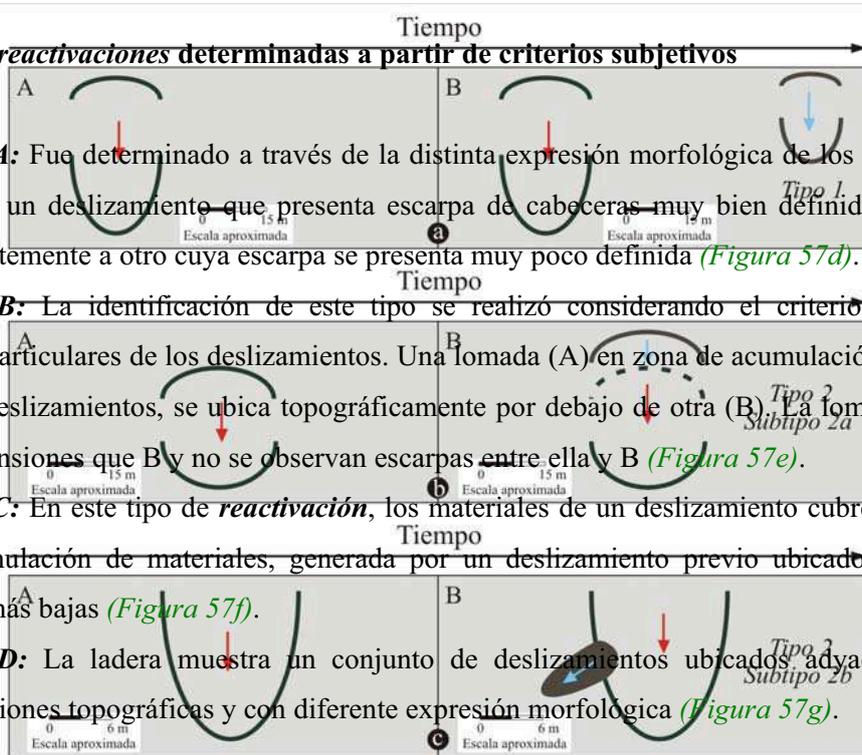
#### 8.4. Tipos de reactivaciones determinadas a partir de criterios subjetivos

**Tipo A:** Fue determinado a través de la distinta expresión morfológica de los deslizamientos. En particular, un deslizamiento que presenta escarpa de cabeceras muy bien definida y “fresca” se ubica adyacentemente a otro cuya escarpa se presenta muy poco definida (Figura 57d).

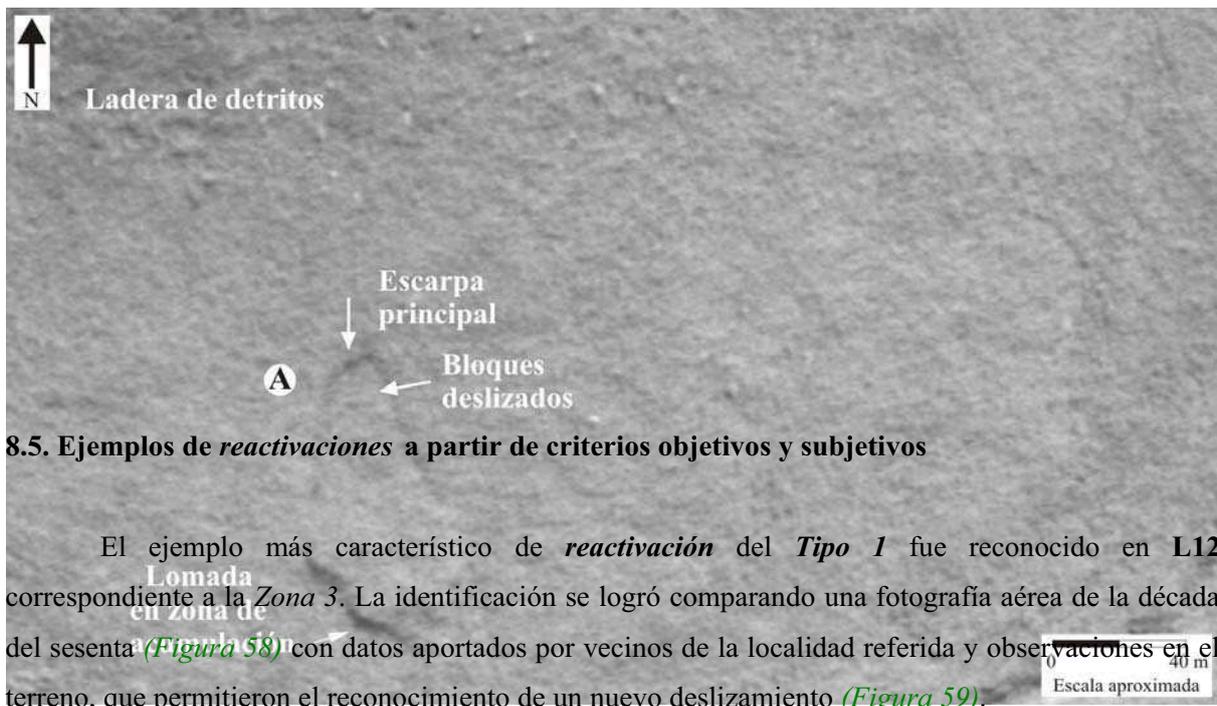
**Tipo B:** La identificación de este tipo se realizó considerando el criterio de posiciones topográficas particulares de los deslizamientos. Una lomada (A) en zona de acumulación de materiales producto de deslizamientos, se ubica topográficamente por debajo de otra (B). La lomada A presenta mayores dimensiones que B y no se observan escarpas entre ella y B (Figura 57e).

**Tipo C:** En este tipo de reactivación, los materiales de un deslizamiento cubren parte de una zona de acumulación de materiales, generada por un deslizamiento previo ubicado en posiciones topográficas más bajas (Figura 57f).

**Tipo D:** La ladera muestra un conjunto de deslizamientos ubicados adyacentemente, en distintas posiciones topográficas y con diferente expresión morfológica (Figura 57g).



Referencias									

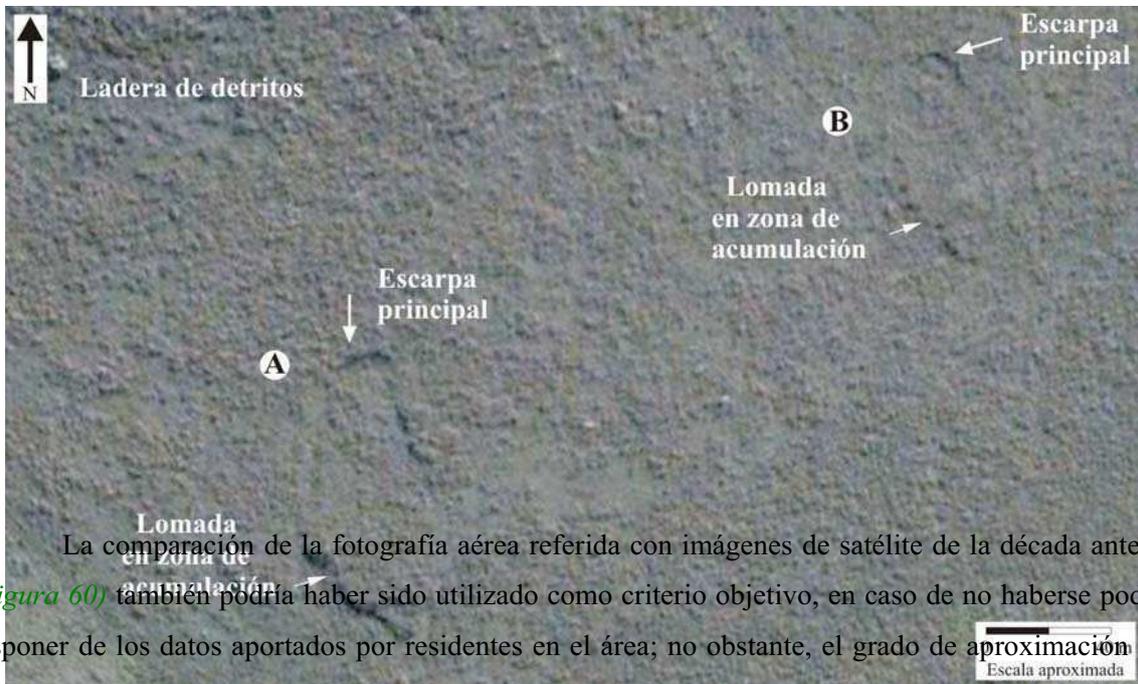


### 8.5. Ejemplos de *reactivaciones* a partir de criterios objetivos y subjetivos

El ejemplo más característico de *reactivación* del *Tipo 1* fue reconocido en L12 correspondiente a la Zona 3. La identificación se logró comparando una fotografía aérea de la década del sesenta (*Figura 58*) con datos aportados por vecinos de la localidad referida y observaciones en el terreno, que permitieron el reconocimiento de un nuevo deslizamiento (*Figura 59*).

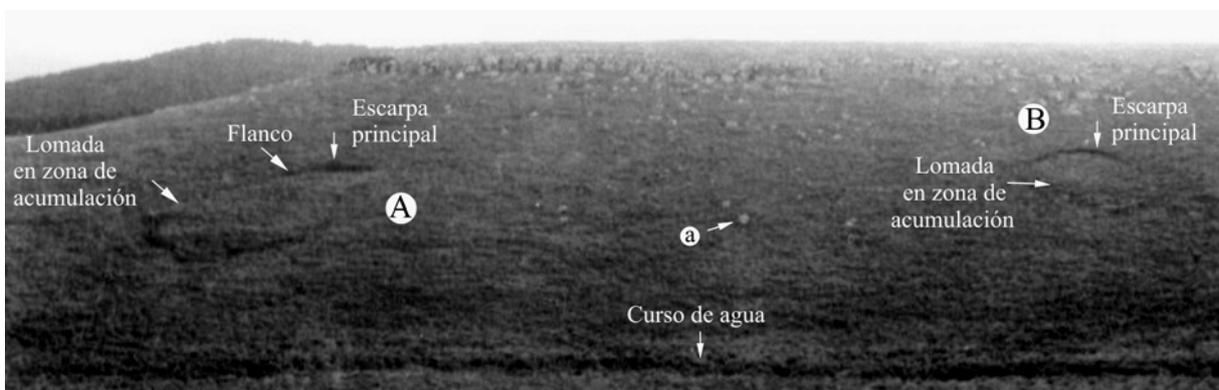
**Figura 58:** Partido de Tandil, Zona 3. L12. Corresponde a la fotografía aérea del INTA: II-RH359-16, fechada el 28/09/67. (A): Deslizamiento con escarpa principal y zona de acumulación bien definidas.

**Figura 57:** Distintos tipos y subtipos de *reactivaciones* de acuerdo a la aplicación de criterios objetivos y subjetivos. Fuente: Elaboración propia.



La comparación de la fotografía aérea referida con imágenes de satélite de la década anterior (*Figura 60*) también podría haber sido utilizado como criterio objetivo, en caso de no haberse podido disponer de los datos aportados por residentes en el área; no obstante, el grado de aproximación a la fecha de la *reactivación* en este caso sería sustancialmente menor.

**Figura 60:** Partido de Tandil, *Zona 3. L12*. Corresponde a una imagen de Google Earth (versión libre) del 18 de Mayo del año 2006. (A): Indica el mismo deslizamiento representado en la *Figura 58* y con la letra A en la *Figura 59*. (B): Revela el nuevo deslizamiento, producido de acuerdo a datos de vecinos del área en fecha cercana a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001 e indicado como (B) en la *Figura 59*.



**Figura 59:** Partido de Tandil, *Zona 3. L12*. (A): El mismo deslizamiento representado en la *Figura 58*. (B): Deslizamiento generado en fecha cercana a fines de agosto-comienzos de septiembre del año 2001, de acuerdo a datos aportados por residentes en el área. (a): Bloque de cuarcita. La imagen tiene en el sector medio un ancho de aproximadamente 360 metros.

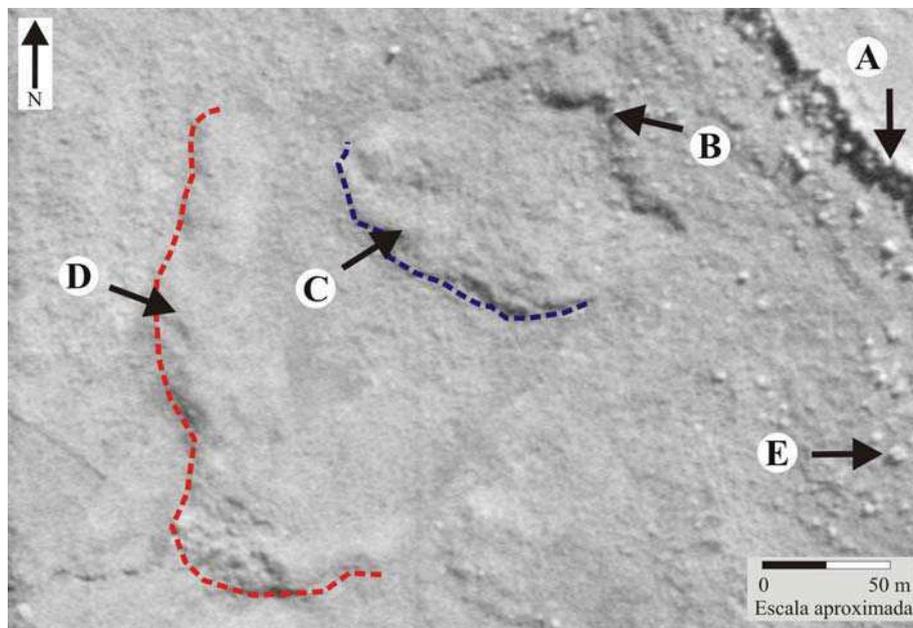
Algunos ejemplos de *reactivaciones* del *Tipo 2* fueron diferenciados en **L1** y **L6** (*Zona 3*) y **L10** (*Zona 2*). La identificación se efectuó, en algunos casos, comparando una fotografía aérea con reconocimiento en el terreno y referencias de vecinos del área y en otros casos, confrontando fotografías aéreas con distinta fecha de toma.

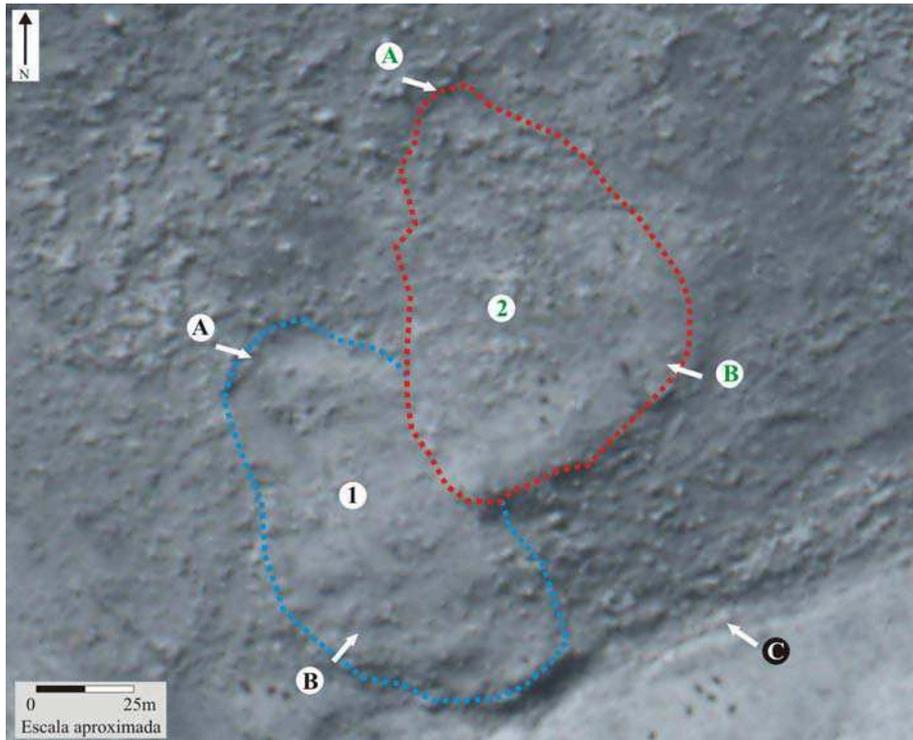
En **L1** corresponden al *Subtipo 2a* y *Subtipo 2b* y en **L6** al *Subtipo 2a*, mientras que en **L10** se reconocieron los *Subtipos 2a* y *2b*. El *Subtipo 2a* es característico de muchas de las *reactivaciones* diferenciadas en el área, generándose un desplazamiento ladera arriba de las zonas de arranque de materiales.

La identificación de *reactivaciones* aplicando criterios subjetivos fue realizada en todos los casos, mediante el análisis de las características de los deslizamientos a partir de la representación en una única fotografía aérea.

Un ejemplo del *Tipo A* fue diferenciado en **L16** (*Zona 3*, *Figura 61*). El *Tipo B* fue identificado en **L18** (*Zona 1*), en el sector de Cuchilla de Las Águilas y en **L7** (*Zona 3*) correspondiente al extremo S del partido de Tandil (*Figura 62*). Un ejemplo característico del *Tipo C* (*Figura 63*) se

observa en **L18** (*Zona 3*). Al igual que en el anterior, la tipificación se efectuó aplicando el criterio de criterio subjetivo (*Tipo A*). (1). Talud inferior. (2): MEP. (A): Escarpa "fresca" en zona de arranque de materiales. (B): Lomada en zona de acumulación de materiales. (C): Zona de depresión. (D): Grandes bloques de cuarcita. (E): FETI. (I): Zona de arranque de materiales menos definida que (A). (II): Zona de depresión.





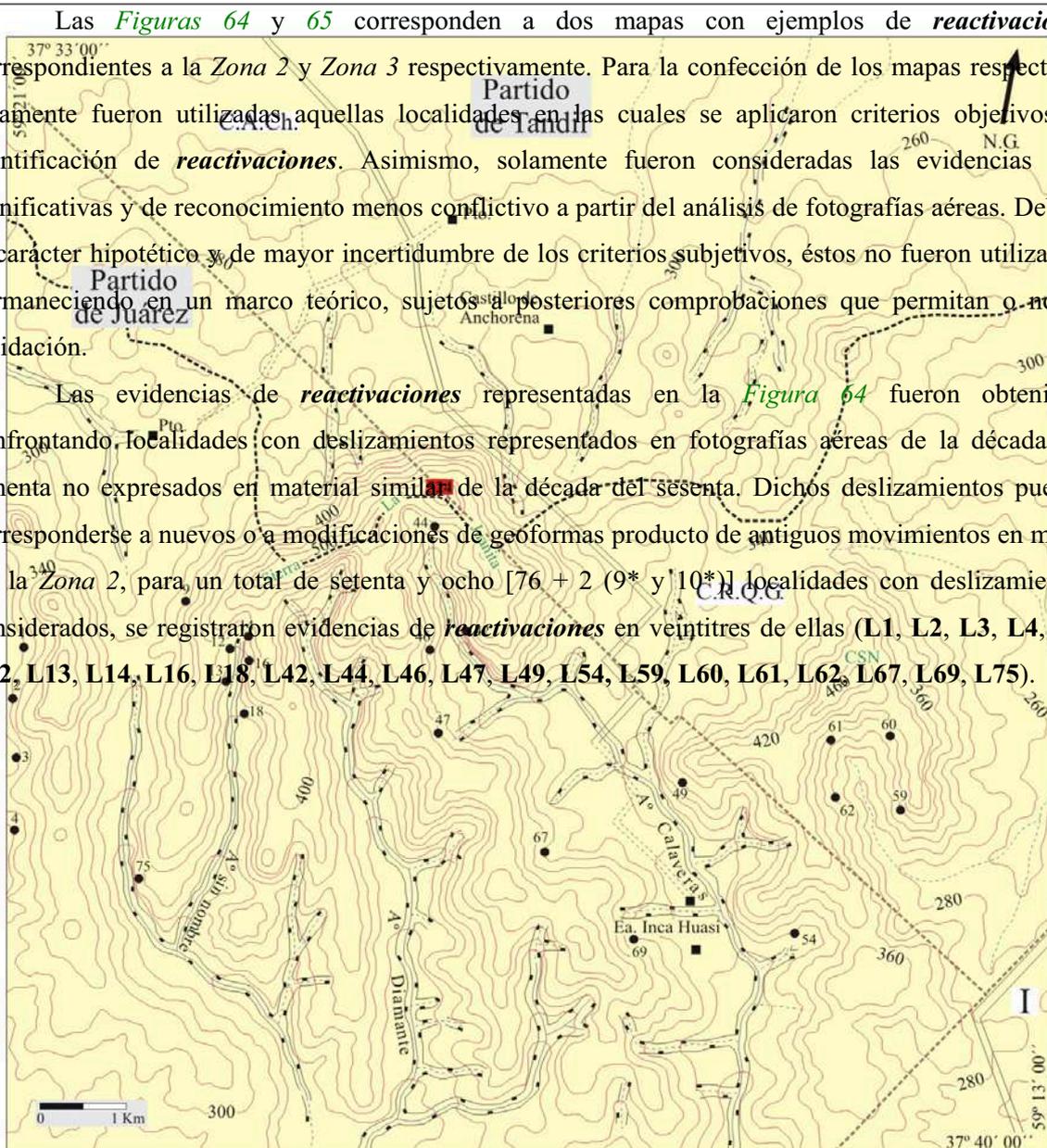
**Figura 63:** Partido de Tandil, Zona 3. L18. Ejemplo de identificación de **reactivación** a través de criterio subjetivo (*Tipo C*). (A): Zona de arranque de materiales. (B): Lomadas en zona de acumulación de materiales. (C): Curso de agua. (1): Deslizamiento. (2): Deslizamiento que cubre en su parte distal parcialmente al deslizamiento indicado como 1.

**Figura 62:** Partido de Tandil, Zona 3. L7. Ejemplo de identificación de **reactivación** a través de criterio subjetivo (*Tipo B*). (A): FETI. (B): Escarpa del deslizamiento más joven. (C): Lomada de materiales deslizados por el deslizamiento más referido. (D): Lomada producto de deslizamientos más antiguos. (E): Bloque de cuarcita. Las líneas de trazos azul y rojo marcan aproximadamente el límite de los materiales desplazados. (E): Grandes bloques de SPPS.

## 8.6. Mapas de deslizamientos

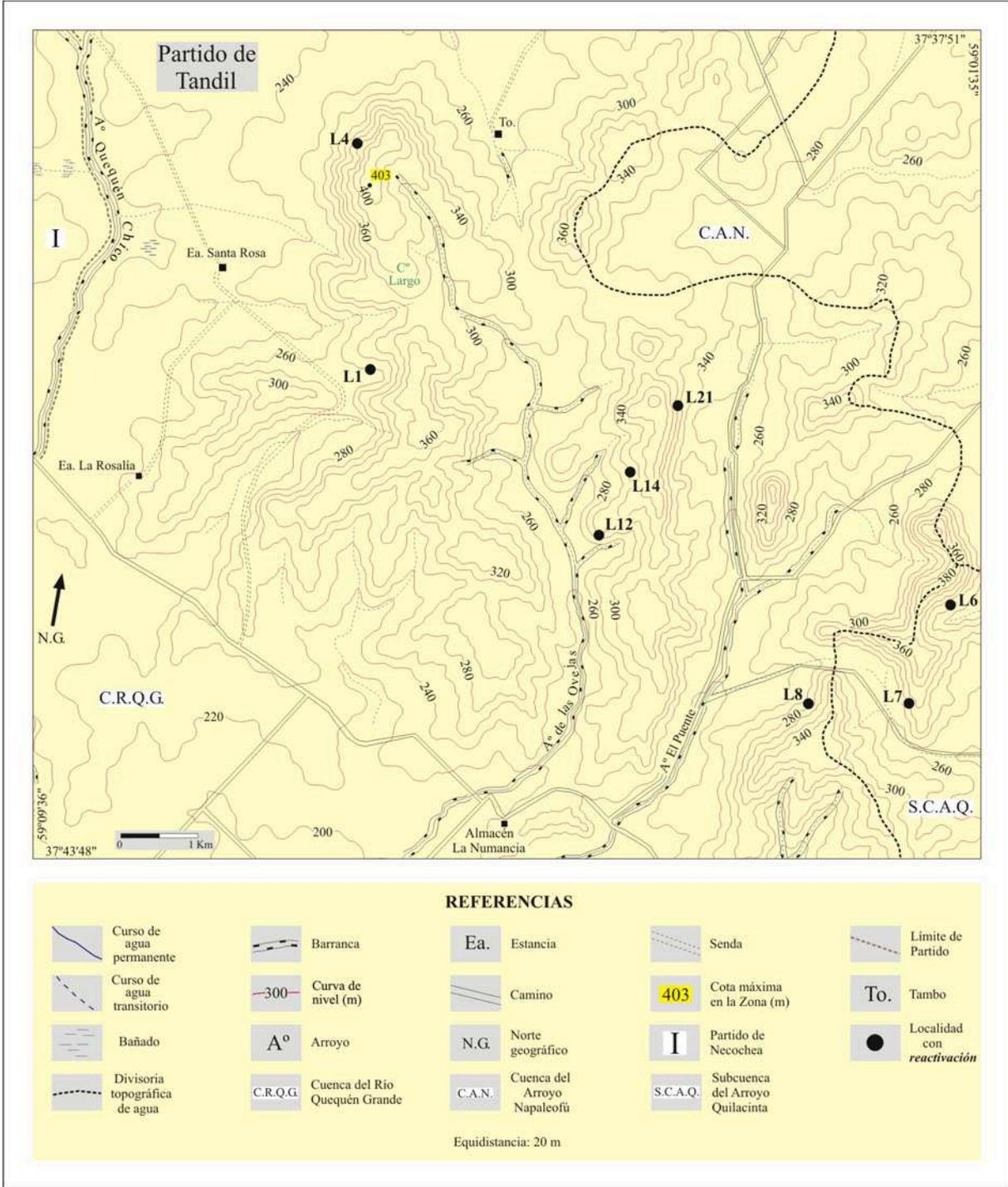
Las Figuras 64 y 65 corresponden a dos mapas con ejemplos de *reactivaciones* correspondientes a la Zona 2 y Zona 3 respectivamente. Para la confección de los mapas respectivos solamente fueron utilizadas aquellas localidades en las cuales se aplicaron criterios objetivos de identificación de *reactivaciones*. Asimismo, solamente fueron consideradas las evidencias más significativas y de reconocimiento menos conflictivo a partir del análisis de fotografías aéreas. Debido al carácter hipotético y de mayor incertidumbre de los criterios subjetivos, éstos no fueron utilizados, permaneciendo en un marco teórico, sujetos a posteriores comprobaciones que permitan o no su validación.

Las evidencias de *reactivaciones* representadas en la Figura 64 fueron obtenidas, confrontando localidades con deslizamientos representados en fotografías aéreas de la década del ochenta no expresados en material similar de la década del sesenta. Dichos deslizamientos pueden corresponderse a nuevos o a modificaciones de geformas producto de antiguos movimientos en masa. En la Zona 2, para un total de setenta y ocho [76 + 2 (9\* y 10\*)] localidades con deslizamientos considerados, se registraron evidencias de *reactivaciones* en veintitres de ellas (L1, L2, L3, L4, L9, L12, L13, L14, L16, L18, L42, L44, L46, L47, L49, L54, L59, L60, L61, L62, L67, L69, L75).



#### REFERENCIAS

 Curso de agua permanente	 Barranca	 Estancia	 Senda	 Cuenca del Arroyo Chapaleofú
 Curso de agua transitorio	 Curva de nivel (m)	 Camino	 Cota (m) máxima en la Zona	 Cuenca del Río Quequén Grande
 Limite de Partido	 Arroyo	 Norte geográfico	 Partido de Necochea	 Cerro sin nombre
 Puesto	 Localidad con reactivación	Equidistancia: 20 m		



**Figura 64:** Zona 2. Ejemplos de localidades con *reactivaciones* representativas, determinadas a través de criterios objetivos.

En la *Figura 65* adjunta, correspondiente a la *Zona 3*, se han representado, a partir de criterios objetivos, aquellas localidades con desarrollo de *reactivaciones*, responsables a su vez de la generación de deslizamientos y geformas asociadas. Dicha figura fue confeccionada confrontando las localidades con formas “antiguas”, obtenidas del registro aerofotográfico correspondiente a la década del ochenta con aquellas localidades donde se desarrollaron los movimientos gravitacionales “recientes” más importantes producidos a fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001 y cercanos a estos, todos identificados en el terreno. De un total de 45 localidades consideradas, en 8 de ellas (**L1, L4, L6, L7, L8, L12, L14 y L21**) se registraron evidencias de *reactivaciones*.

Es de hacer notar que, si la interpretación de *reactivaciones* a través de criterios subjetivos para deslizamientos representados en una fotografía aérea fuera correcta, dichos criterios también resultarían, un medio provechoso para estimar la edad relativa de los deslizamientos.

**Figura 65:** *Zona 3*. Ejemplos de localidades con *reactivaciones* representativas, determinadas a través de criterios objetivos.

*Morfología de los deslizamientos “antiguos”*

## **9.1. Deslizamientos “antiguos”: Morfología**

### **9.1.1. Cerros modelados en las Sedimentitas pre Paleozoico superior**

Las principales geoformas y elementos asociados producto de deslizamientos en estos cerros, fueron agrupados en 154 localidades (*Figuras 41, 42, 43*) y tienen su origen en dos componentes morfológicos básicos: FE y laderas de detritos. No obstante, las geoformas y elementos asociados referidos, están desarrollados en las laderas de detritos, casi exclusivamente en el talud inferior, que representa además el de mayor desarrollo. A partir de la base de los FE y a través de un marcado quiebre en la pendiente se desarrollan taludes integrados por materiales producto de la denudación de las secuencias citadas asociados a depósitos eólicos. En el talud ubicado a partir del pie del FETI se ubican los rasgos y elementos asociados más representativos producto de deslizamientos, los que agrupan: lomadas y depresiones asociadas, bloques principalmente de las SPPS en superficie, zonas de arranque de materiales, en muchas ocasiones estas últimas, con cicatrices de escarpas definidas y bloques deslizados. Parte de estos rasgos generan en sectores de las localidades, un relieve escalonado en su conjunto. Asociados a las depresiones pueden ubicarse cuerpos de agua estancos en general no mayores a 30 m de diámetro. En la base de los FE ubicados topográficamente por sobre el FETI se desarrollan taludes (aunque de menores dimensiones) con materiales similares al talud inferior. En estos taludes, pueden también observarse en algunos sectores, además de bloques de las SPPS

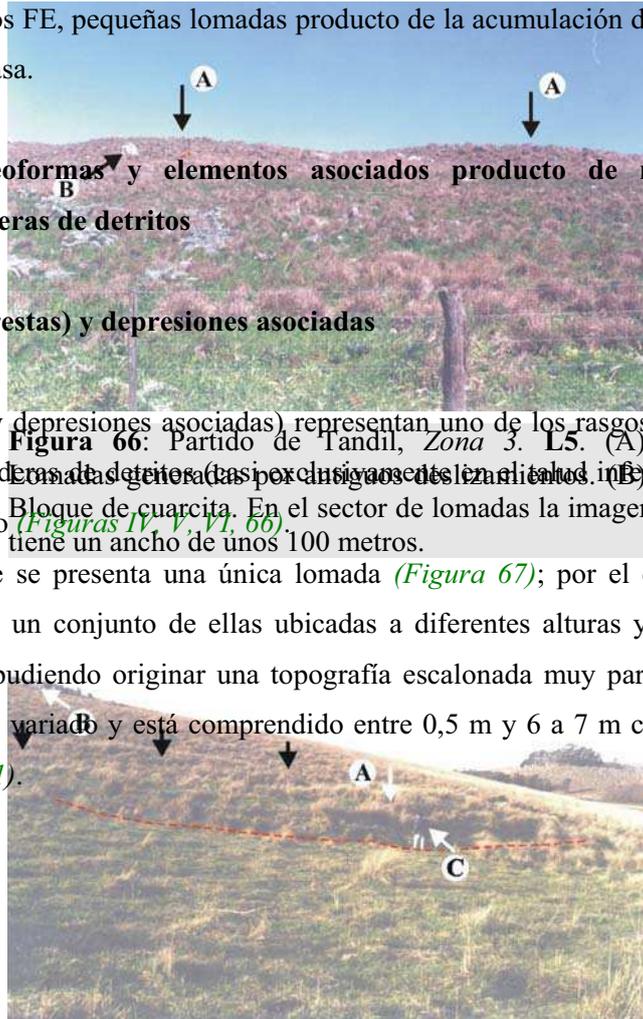
acumulados al pie de los FE, pequeñas lomadas producto de la acumulación de materiales desplazados por movimientos en masa.

## 9.1.2. Principales geoformas y elementos asociados producto de movimientos en masa reconocidos en las laderas de detritos

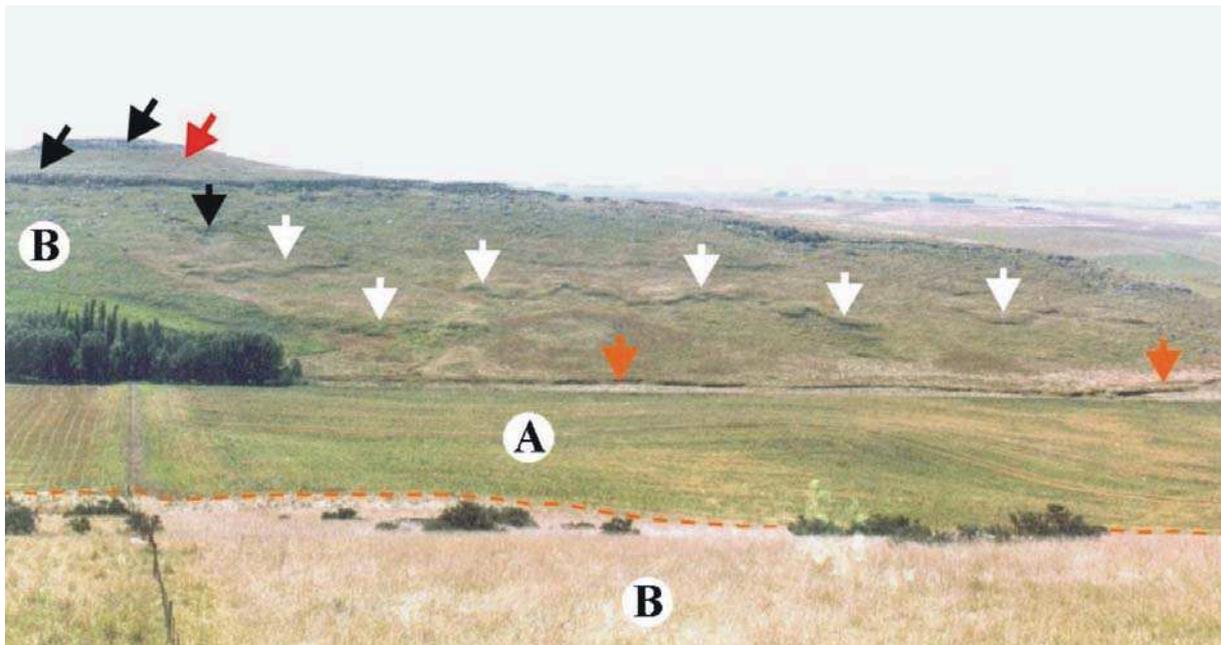
### 9.1.2.1. Lomadas (o crestas) y depresiones asociadas

Las lomadas (y depresiones asociadas) representan uno de los rasgos más característicos que se desarrollan en las laderas de detritos (así como en otros tipos de laderas, inferior o talud principal) en las tres zonas de estudio (Figuras IV, V, VI, 66). Bloque de cuarcita. En el sector de lomadas la imagen tiene un ancho de unos 100 metros.

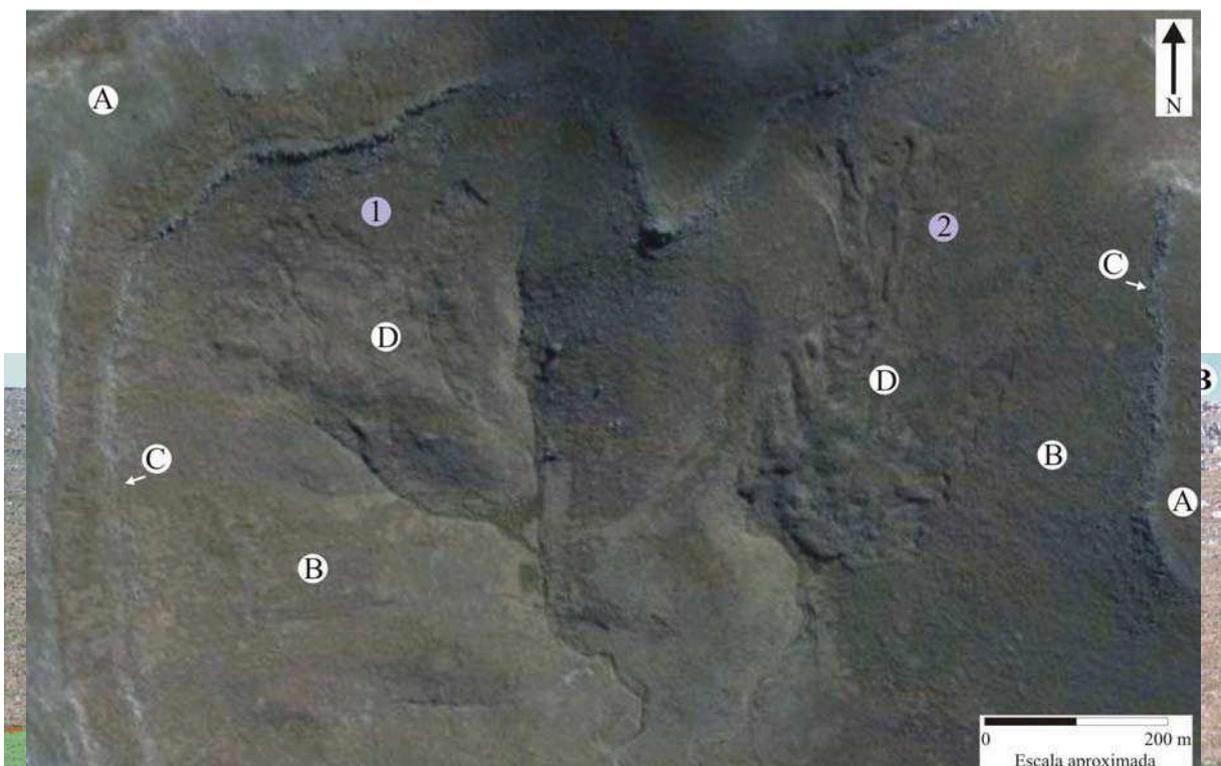
Muy raramente se presenta una única lomada (Figura 67); por el contrario, es sumamente común la presencia de un conjunto de ellas ubicadas a diferentes alturas y a lo largo de la ladera (Figuras 68, 69, 70), pudiendo originar una topografía escalonada muy particular. El relieve de las lomadas es sumamente variado y está comprendido entre 0,5 m y 6 a 7 m como pudo observarse en L11 (Zona 3, Figura 71).



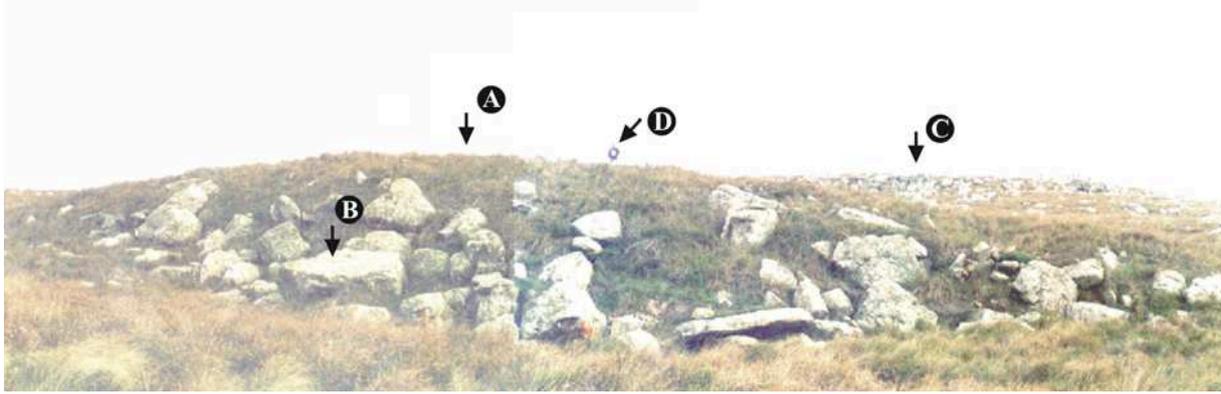
**Figura 67:** Partido de Tandil, Zona 3. L2. (A): Lomada generada por antiguos deslizamientos. La línea roja indica el límite inferior. (B): FETI. Las flechas negras señalan la posición de un alambrado sobre la lomada. Utilice para estimar la escala, la persona señalada en (C).



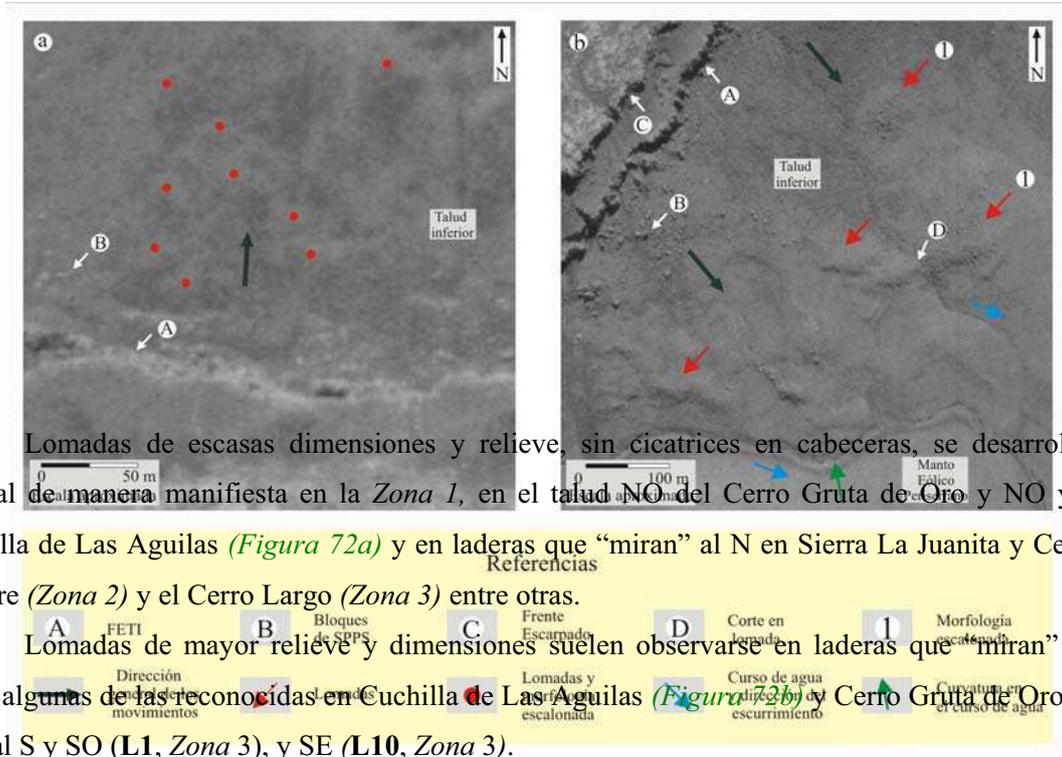
**Figura 69:** Partido de Tandil, *Zona 3. L7.* (Flechas blancas): Lomadas “antiguas”. (Flecha negra vertical): Sector con deslizamientos “recientes”. (Flechas de color naranja): Curso de agua. (Flechas negras inclinadas): FE en las SPPS. (A): MEP. (B): Taludes principales. La línea de trazos de color naranja marca el límite entre uno de los taludes y el MEP. El límite entre el MEP y el talud con las lomadas “antiguas”, coincide cercanamente con el curso de agua. (Flecha roja): Talud de menor jerarquía. Nótese por sobre las flechas blancas, en el sector medio y extremo derecho de la figura, el desarrollo de otras lomadas “antiguas”. La imagen tiene unos 700 m de ancho a lo largo del curso.



**Figura 68:** Partido de Tandil, *Zona 3. L4.* (A): Lomadas generadas por antiguos procesos de remoción en masa. (B): Frentes escarpados en las SPPS. (C): Bloques de cuarcitas. (D): MEP. La línea de trazos roja, indica aproximadamente el límite con el talud principal. La imagen en el sector medio tiene un ancho de aproximadamente 300 metros.



**Figura 71:** Partido de Tandil, Zona 3. L11. (A): Frente de una lomada generada por antiguos deslizamientos. (B): Grandes bloques de las SPPS. (C): FE en SPPS. (D): La altura de la lomada es de unos 6 - 7 metros. Para estimar la escala utilice la persona señalada en (D).



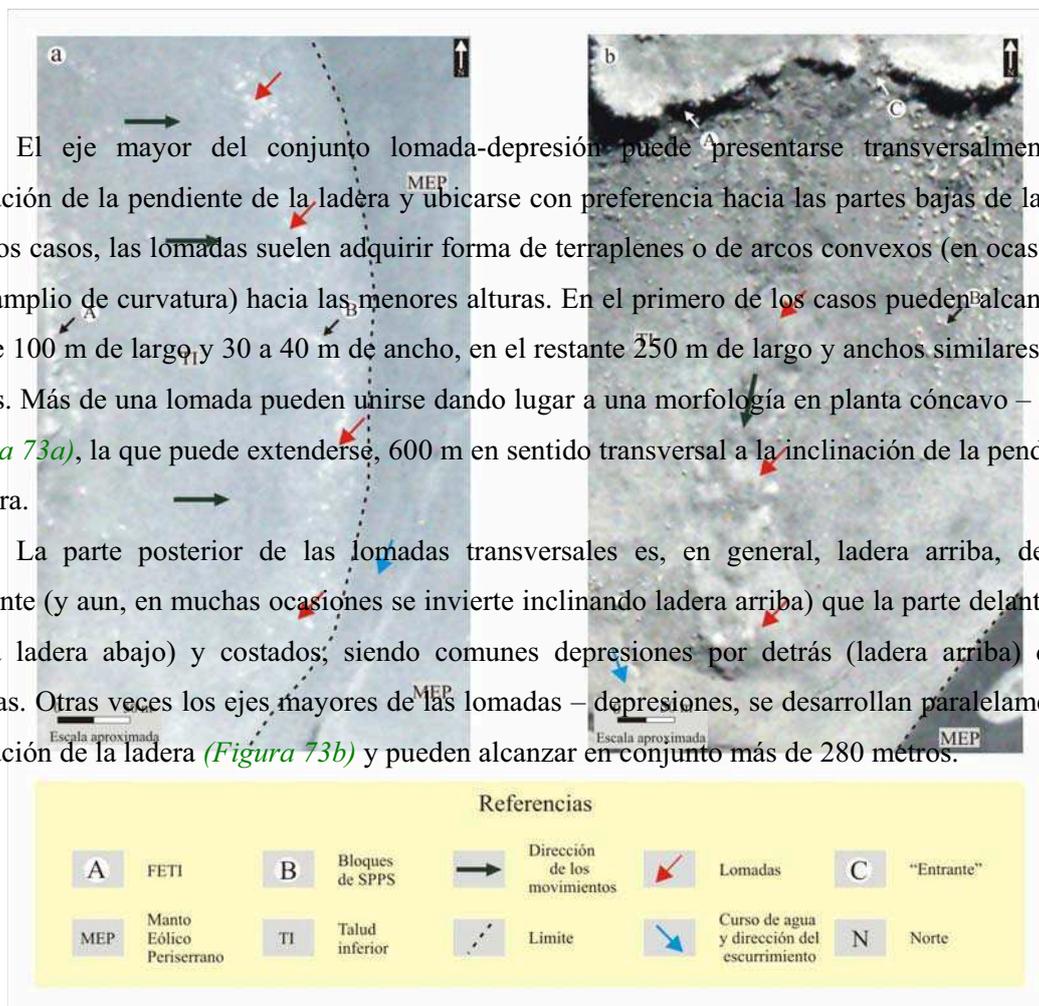
Lomadas de escasas dimensiones y relieve, sin cicatrices en cabeceras, se desarrollan en general de manera manifiesta en la Zona 1, en el talud NO del Cerro Gruta de Oro y NO y N de Cuchilla de Las Aguilas (Figura 72a) y en laderas que “miran” al N en Sierra La Juanita y Cerro sin nombre (Zona 2) y el Cerro Largo (Zona 3) entre otras.

Lomadas de mayor relieve y dimensiones suelen observarse en laderas que “miran” al SE, como algunas de las reconocidas en Cuchilla de Las Aguilas (Figura 72b) y Cerro Gruta de Oro (Zona 1), o al S y SO (L1, Zona 3), y SE (L10, Zona 3).

**Figura 70:** Partido de Tandil, Zona 2. (1): L61, (2): L60. La figura corresponde a una imagen de Google Earth (versión libre). 37° 37' 20" S, 59° 14' 21" O. (A): SPPS. (B): Talud inferior. (C): FETI. (D): Sectores con deslizamientos.

El eje mayor del conjunto lomada-depresión puede presentarse transversalmente a la inclinación de la pendiente de la ladera y ubicarse con preferencia hacia las partes bajas de la misma. En estos casos, las lomadas suelen adquirir forma de terraplenes o de arcos convexos (en ocasiones de radio amplio de curvatura) hacia las menores alturas. En el primero de los casos pueden alcanzar algo más de 100 m de largo y 30 a 40 m de ancho, en el restante 250 m de largo y anchos similares a los ya citados. Más de una lomada pueden unirse dando lugar a una morfología en planta cóncavo – convexa (Figura 73a), la que puede extenderse, 600 m en sentido transversal a la inclinación de la pendiente de la ladera.

La parte posterior de las lomadas transversales es, en general, ladera arriba, de menor pendiente (y aun, en muchas ocasiones se invierte inclinando ladera arriba) que la parte delantera (que inclina ladera abajo) y costados, siendo comunes depresiones por detrás (ladera arriba) de estas lomadas. Otras veces los ejes mayores de las lomadas – depresiones, se desarrollan paralelamente a la inclinación de la ladera (Figura 73b) y pueden alcanzar en conjunto más de 280 metros.



**Figura 72:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. (a): **L8.** Ladera N de Cuchilla de Las Aguilas, con desarrollo de geformas producto de deslizamientos, de escaso relieve. (b): **L1.** Ladera SE de Cuchilla de Las Aguilas, con presencia de grandes lomadas producto de movimientos en masa.

En parte de las depresiones que se ubican detrás de muchas lomadas, se desarrollan cuerpos de agua estancos, como los desarrollados en **L1** (*Figura VII b*), **L4** y **L7** (*Zona 3*). La profundidad de estos cuerpos determinada durante trabajos de campo osciló entre unos 0,7 m en **L1** a 0,2 m en **L4**, con diámetros de 8 m a 30 m, en este último caso en **L1**. Algunos de estos cuerpos son de carácter permanente como uno de los desarrollados en **L1**.

#### **9.1.2.1.1. Degradación de las lomadas “antiguas”**

Las lomadas “antiguas” han estado y están sujetas a distintos procesos de degradación que se han desarrollado con posterioridad a su formación. Parte de las evidencias de dichos procesos, está representada en fotografías aéreas de las décadas del ochenta y sesenta, por lo que son, al igual que las lomadas que afectan, definidas como “antiguas”. Otras, sin embargo, fueron diferenciadas en el terreno a partir del año 2002 y son el resultado de procesos vinculados con los deslizamientos “recientes”.

Los distintos procesos de degradación, son consecuencia de la acción del escurrimiento superficial, subsuperficial y de movimientos en masa (*Figura 74*).

En las tres zonas estudiadas, la acción del escurrimiento superficial ha generado pequeños cursos de agua que disectan a las lomadas (*Figura 74a*). Esta situación fue reconocida en distintos sectores del área de estudio, entre otros: **L1** (*Zona 1*), ubicada en la ladera SE de Cuchilla de Las

**Figura 73:** Partido de Benito Juárez, *Zona 2* (a): **L25**. Desarrollo de lomadas con el eje mayor transversal a la dirección de inclinación de la ladera. (b): **L41**. Conjunto de lomadas y depresiones asociadas, con el eje mayor paralelo a la inclinación de la ladera. **L50** (*Zona 2*), correspondiente a una geoforma con aspecto de anfiteatro que “mira” hacia el SO a unos 1400 m al

NE del casco de la Estancia Inca Huasi. En la *Zona 3*, fue diferenciada en **L30**, ubicada hacia el extremo NE de la zona, al igual que la anterior, en un rasgo con aspecto de amplio anfiteatro que “mira” al este.

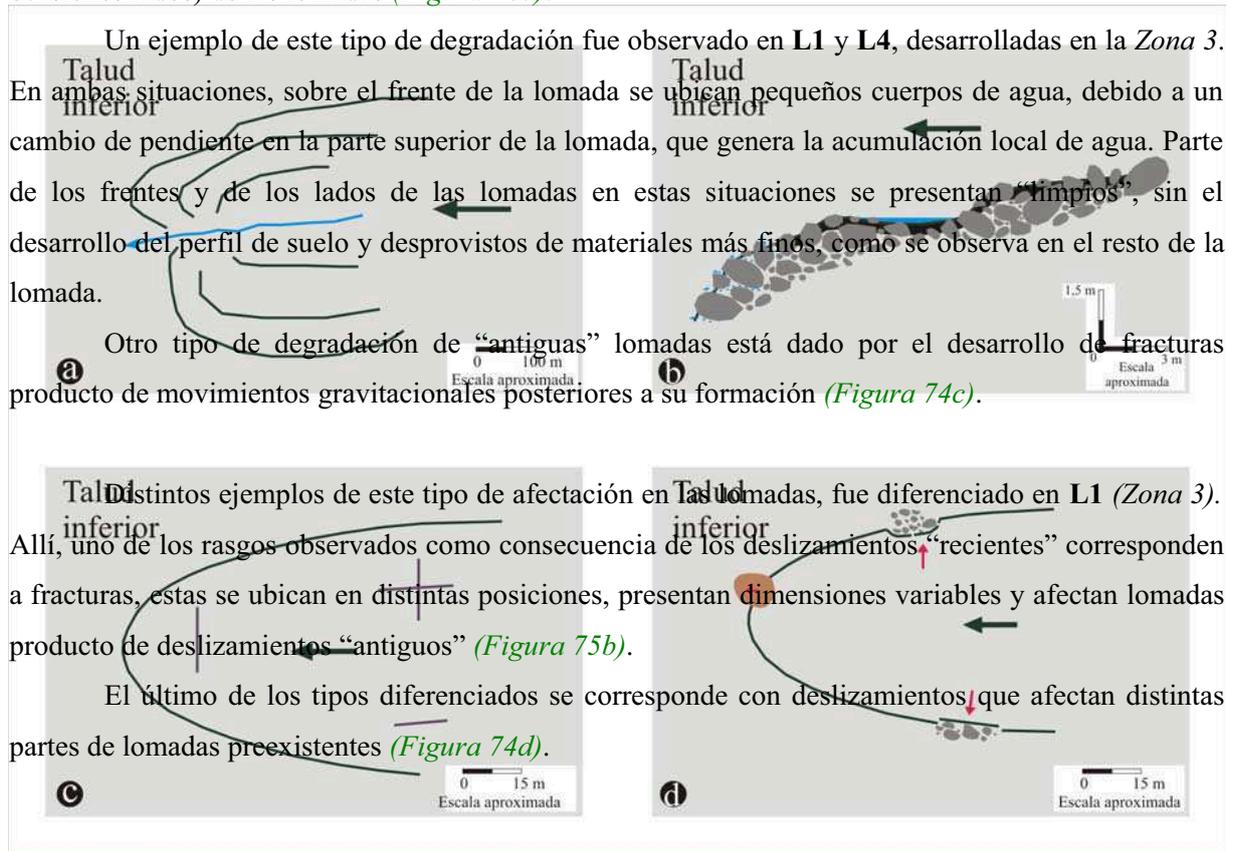
El afloramiento de las aguas producto del escurrimiento subsuperficial genera como consecuencia del lavado de los materiales más finos integrantes de las lomadas, una mayor concentración de bloques de materiales (predominantemente de las SPPS) en los frentes (y en ocasiones lados) de las lomadas (*Figura 74b*).

Un ejemplo de este tipo de degradación fue observado en **L1** y **L4**, desarrolladas en la *Zona 3*. En ambas situaciones, sobre el frente de la lomada se ubican pequeños cuerpos de agua, debido a un cambio de pendiente en la parte superior de la lomada, que genera la acumulación local de agua. Parte de los frentes y de los lados de las lomadas en estas situaciones se presentan “limpios”, sin el desarrollo del perfil de suelo y desprovistos de materiales más finos, como se observa en el resto de la lomada.

Otro tipo de degradación de “antiguas” lomadas está dado por el desarrollo de fracturas producto de movimientos gravitacionales posteriores a su formación (*Figura 74c*).

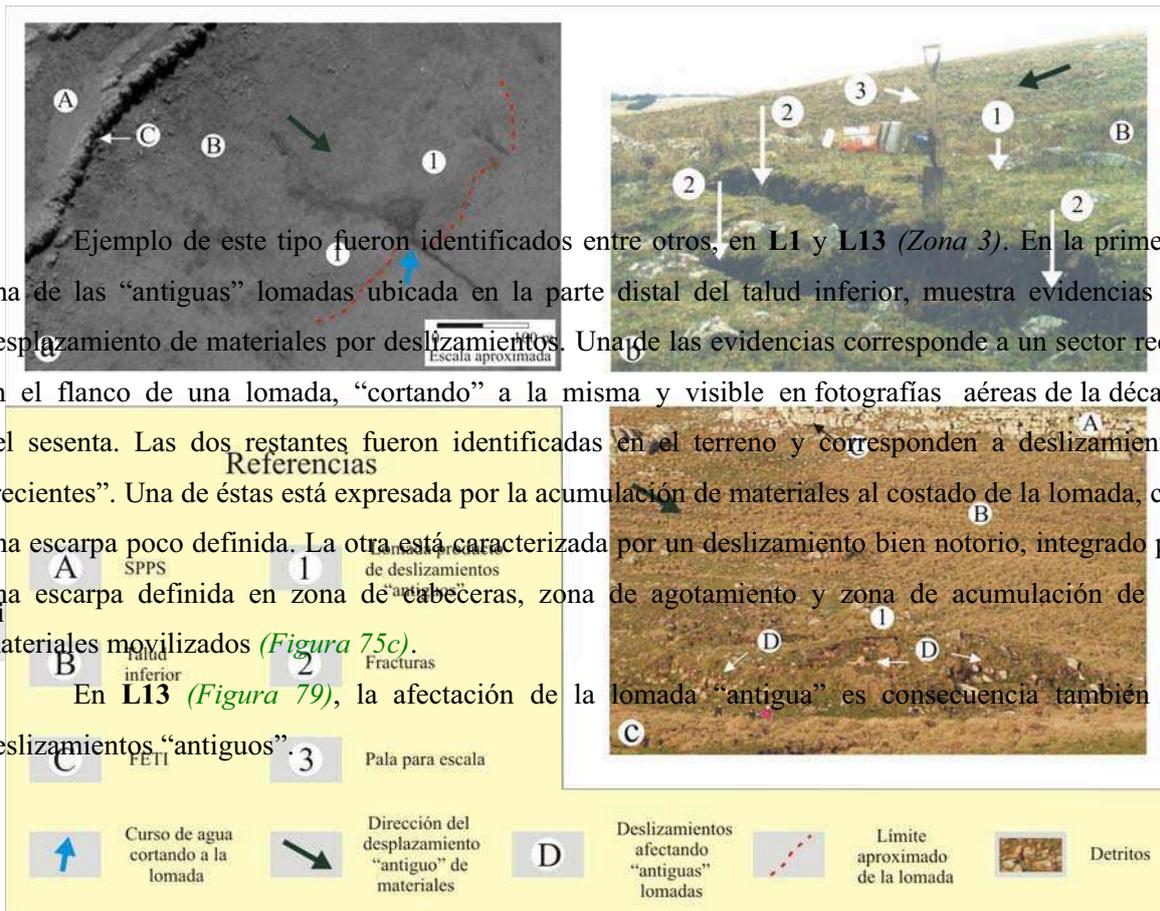
Distintos ejemplos de este tipo de afectación en las lomadas, fue diferenciado en **L1** (*Zona 3*). Allí, uno de los rasgos observados como consecuencia de los deslizamientos “recientes” corresponden a fracturas, estas se ubican en distintas posiciones, presentan dimensiones variables y afectan lomadas producto de deslizamientos “antiguos” (*Figura 75b*).

El último de los tipos diferenciados se corresponde con deslizamientos que afectan distintas partes de lomadas preexistentes (*Figura 74d*).

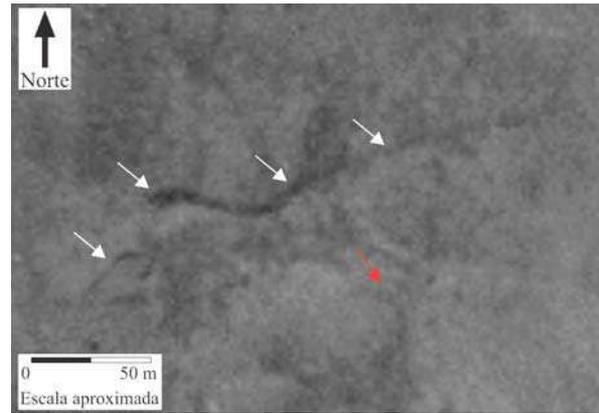
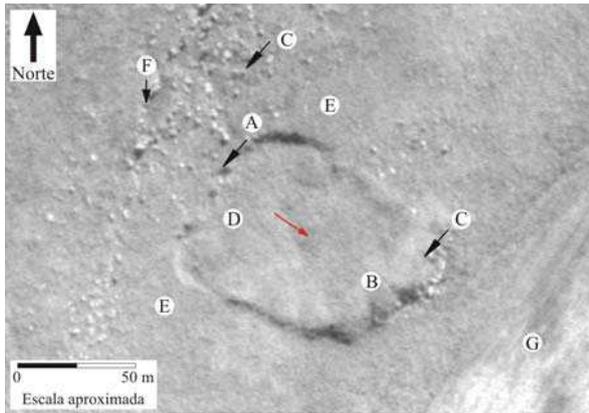


## Referencias

	Cuerpo de agua		Curso de agua y dirección del escurrimiento		Afloramiento de agua		Detritos		Suelo
	Lomada por deslizamientos		Lomada erosionada		Dirección del desplazamiento antiguo de materiales		Dirección del desplazamiento posterior de materiales		Fractura
	Deslizamiento con sector recto y detritos caídos acumulados		Deslizamiento con detritos caídos y acumulados		Deslizamiento		Límite previo de la lomada		



**Figura 74:** Algunos tipos de degradación de lomadas producto de “antiguos” deslizamientos, ubicadas en el talud inferior. Fuente: Elaboración propia.

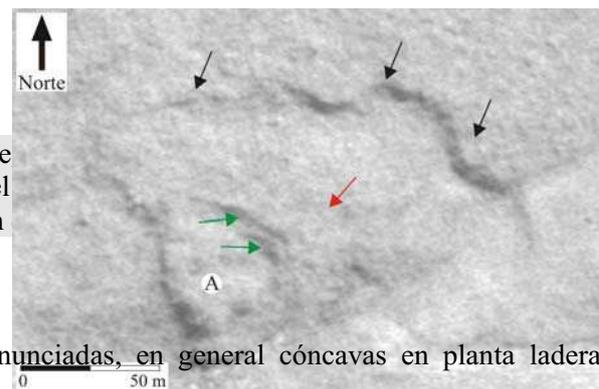


**9.1.2.2. Zonas de arranque en los materiales de las laderas de detritos**

**Figura 77:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. **Figura 76:** Partido de Tandil, Zona 3. **L11.** (A): Escarpa “fresca”. (B): Lomada por acumulación cóncavo – convexa característica, en una zona de de materiales. (C): Grandes bloques cuarcíticos, arranque de materiales. La flecha roja señala la (D): Zona de agotamiento. (E): Terreno no conductivo de deslizamientos, al por donde las acepadojo (E): desplazamiento de los materiales por acción de la gravedad. Dichas zonas, ubicadas en las cabeceras de los deslizamientos, presentan distintas morfologías, dimensiones y posición en las laderas.

Algunas zonas de arranque suelen presentar escarpas notorias, de carácter “fresco” en las fotografías aéreas (*Figura 76*), las que fueron diferenciadas en las tres zonas de estudio.

**Figura 75:** Ejemplos de algunos de los tipos de de en el talud inferior, en las zonas de estudio. En tiene unos 4 m de altura y aproximadamente 35 m



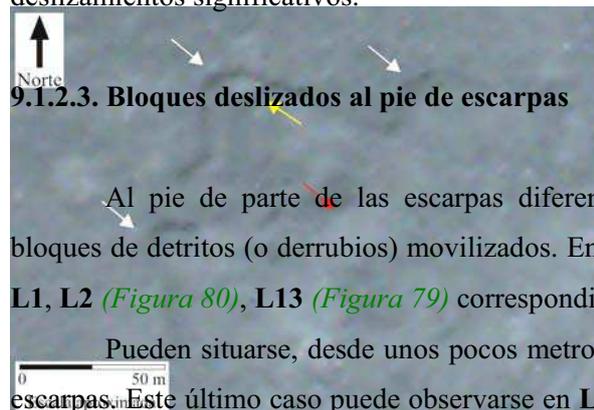
Dichas escarpas presentan pendientes pronunciadas, en general cóncavas en planta ladera abajo; en otras, dicha forma resulta de la unión de segmentos cóncavos menores unidos, generándose en planta una morfología cóncavo – convexa sumamente característica, la que fue reconocida en las tres zonas (*Figuras 77, 78, 79*). En estos casos, la unión de dichos segmentos integrantes de la escarpa pueden superar los 300 metros.

En algunas ocasiones, debajo de la escarpa ubicada topográficamente más elevada pueden presentarse varias escarpas secundarias, de menores dimensiones, acompañando parte de la forma de

aquella (Figuras 78, 79). Estas escarpas, pueden desarrollarse hasta 40 m – 50 m a partir de la escarpa principal.

Parte de las escarpas diferenciadas son más largas en sentido transversal a la inclinación de la ladera que en los márgenes o flancos (Figura 76). Otras, por el contrario, son alargadas en el sentido de inclinación de la ladera (como se observa en algunas de las desarrolladas en L6 (Figura 80b), correspondiente a la Zona 3) y aun otras pueden presentar limitados tramos rectos.

Un conjunto importante de zonas de arranque de materiales no presenta ninguna evidencia de desarrollo de escarpas definidas, sino que, por el contrario, sobre las lomadas topográficamente más bajas, la pendiente de la ladera es bastante similar a aquella del talud en sectores no afectados por deslizamientos significativos.



### 9.1.2.3. Bloques deslizados al pie de escarpas

Al pie de parte de las escarpas diferenciadas suelen observarse en las fotografías aéreas bloques de detritos (o derrubios) movilizados. Entre otros en L3 (Zona 1), L12 (Zona 2, Figura 78) y L1, L2 (Figura 80), L13 (Figura 79) correspondientes a la Zona 3.

Pueden situarse, desde unos pocos metros, hasta distancias cercanas a los 50 m del pie de las escarpas. Este último caso puede observarse en L3 (Zona 1), ubicada en el talud de detritos situado en

un sector de ladera que da al S en el Cerro sin nombre. Este tipo de Talud, zona 1 de las

**Figura 79:** Partido de Tonel, Zona 1 de las escarpas. Flechas negras indican una morfología cóncavo – convexa bien definida. (A): Deslizamiento más reciente a 100 metros. Las flechas verdes señalan dos escarpas, las que limitan un bloque deslizado. La flecha roja determina la dirección del desplazamiento de los materiales.

#### **9.1.2.4. Bloques de Sedimentitas pre Paleozoico superior y de basamento cristalino en las laderas de detritos**

La totalidad de las localidades estudiadas presenta en las laderas de detritos, grandes bloques mayoritariamente de sedimentitas silicoclásticas de las SPPS (*Figuras IV, V, VI*).

Se ubican en distintas posiciones a lo largo y ancho de las mismas, sin embargo, en general, suelen observarse con mayor frecuencia en dos sectores; en la base del FETI y sus cercanías (*Figuras 23, 47*), como asimismo en sectores de algunas de las lomadas generadas por acumulación de los materiales (*Figura 71*). La concentración de bloques (los que se presentan parcialmente enterrados o directamente en superficie) en estos sectores contrasta en muchas oportunidades con los visibles en las adyacencias.

Las mayores dimensiones de los bloques se presentan en general, en la base o proximidades del FETI, donde pueden alcanzar longitudes extremas cercanas a los 6 m de eje mayor. No obstante, suelen diferenciarse también algunos grandes bloques (aunque menores a los referidos) alejados del FETI y asociados a lomadas producto de deslizamientos (*Figura 71*).

La erosión de las SPPS ha generado numerosas “salientes” y “entrantes”. Asociadas a las primeras y en el FETI, la presencia de bloques puede ser muchas veces significativa. En otras oportunidades, en algunos cerros, como es el caso del Cerro El Sombrerito, gran parte del talud puede mostrar una concentración importante de ellos (*Figura IV*).

En pocos sectores de las laderas de detritos, fueron diferenciados bloques de rocas del basamento cristalino. Estos bloques se ubican preferentemente en las cercanías de tramos de talud inferior en el cual afloran secuencias del basamento mencionado. Aquellos observados en **L4** (*Zona 3*), presentaron aproximadamente 0,5 a 0,6 m de diámetro en términos generales y se mostraron irregularmente equidimensionales.

#### **9.1.2.5. Relieve escalonado en las laderas de detritos**

Los materiales movilizados por los deslizamientos “antiguos” han generado, principalmente en el talud inferior, un conjunto de al menos cinco morfologías de aspecto escalonado. Una síntesis de las mismas se detalla a continuación.

Una de estas morfologías se ubica a partir del pie de las escarpas principales, generadas en zonas de cabeceras de los deslizamientos. Presentan en general y salvo excepciones, dimensiones escasas y se ubican a corta distancia a partir del pie de la escarpa principal. Un ejemplo característico de este tipo se desarrolla en **L3** (*Zona 1*).

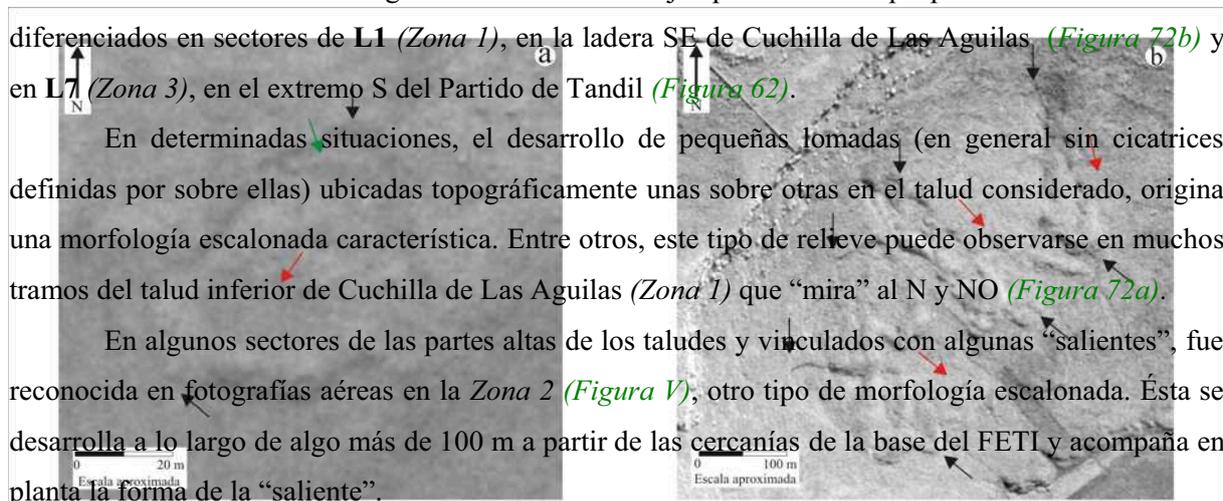
Otra morfología asignada a este tipo de relieve se vincula con deslizamientos que han provocado un conjunto de lomadas ladera abajo y más allá de la zona de la zona de arranque de

materiales. Dos ejemplos de este tipo pueden ser observados en **L54** (Figura 50) y **L29** (Figura 114), ambas en la Zona 2.

Otras veces, este tipo de relieve es de mayor escala y resulta del desarrollo de grandes lomadas, producto quizás (criterio subjetivo de *reactivaciones*) de distintos deslizamientos y claramente visibles en las fotografías aéreas. Como ejemplos de este tipo pueden mencionarse los diferenciados en sectores de **L1** (Zona 1), en la ladera SE de Cuchilla de Las Aguilas (Figura 72b) y en **L7** (Zona 3), en el extremo S del Partido de Tandil (Figura 62).

En determinadas situaciones, el desarrollo de pequeñas lomadas (en general sin cicatrices definidas por sobre ellas) ubicadas topográficamente unas sobre otras en el talud considerado, origina una morfología escalonada característica. Entre otros, este tipo de relieve puede observarse en muchos tramos del talud inferior de Cuchilla de Las Aguilas (Zona 1) que “mira” al N y NO (Figura 72a).

En algunos sectores de las partes altas de los taludes y vinculados con algunas “salientes”, fue reconocida en fotografías aéreas en la Zona 2 (Figura V), otro tipo de morfología escalonada. Ésta se desarrolla a lo largo de algo más de 100 m a partir de las cercanías de la base del FETI y acompaña en planta la forma de la “saliente”.



### 9.1.3. Otras particularidades de los deslizamientos “antiguos”

Los deslizamientos “antiguos” más significativos pueden presentarse de dos maneras principales: *individuales* (Figuras 40g, 76, 80a) o integrando un *grupo* (o *conjunto*) de deslizamientos (Figuras 40h, 69, 72, 80b). No obstante en las tres zonas predominan los *conjuntos* de deslizamientos con respecto a los deslizamientos *individuales*.



Un *conjunto* de deslizamientos puede resultar de la asociación de grandes lomadas (combinadas en sectores con otras de menores dimensiones), o bien resultar de la agrupación mayoritaria de lomadas de pequeñas dimensiones. Dos ejemplos característicos del primero de los casos se observan en ambas laderas del valle del Arroyo sin nombre y en la ladera O, en el sector de cabeceras del Arroyo Calaveras, ambos en la *Zona 2 (Figura V)*.

En los ejemplos referidos, la asociación de deslizamientos puede superar los 1000 m de longitud (medidos en forma transversal a la inclinación de la ladera). Por su parte, la asociación de pequeñas lomadas genera en algunos casos que el conjunto de deslizamientos alcance algo más de 4 km de extensión, medido transversalmente a la inclinación de la ladera. Esta situación se observa en el talud inferior que da al N y NO de Cuchilla de Las Aguilas (*Figura IV*).

Los deslizamientos *superpuestos* suelen ser visibles en distintos sectores del área de estudio. Uno de los más característicos se desarrolla en **L7** correspondiente a la *Zona 3 (Figura 69)*. En algunas oportunidades, un *conjunto* integrado por lomadas mayores, se ubica topográficamente más bajo (y hacia el extremo distal del talud inferior) que otro constituido por lomadas de dimensiones menores a las previamente señaladas. Algunos ejemplos de las características referidas precedentemente se observan en la ladera E del Curso sin nombre en **L21** y **L22** en la *Zona 2* y en **L56** y **L57** en el extremo E de la misma zona (*Figura V*).

**Figura 80:** (a): Deslizamiento de tipo *individual*, **L2** (*Zona 3*). (b) Deslizamientos de tipo *grupo* (o *conjunto*), **L6** (*Zona 3*). El material desplazado es el material que ha sido movilizado de su posición original en la ladera por el movimiento. Está integrado por la zona de agotamiento (o masa hundida o disminuida) y el depósito o acumulación (*Figura 37*).

En los deslizamientos “antiguos” (cuando examinamos aquellos que presentan zonas de arranque con escarpas bien definidas), la longitud de los materiales desplazados es sumamente variable. Al respecto, para un deslizamiento *individual*, puede variar aproximadamente entre algo más de 60 m (**L2**, *Zona 3*), cercanos a los 80 m (**L12**, *Zona 3*), algo más de 130 m (**L59**, *Zona 2*), a más de 140 m (**L11**, *Zona 3*).

Por su parte, considerando un *conjunto* de deslizamientos, algunas longitudes de los materiales desplazados (desde la zona de arranque más elevada en el talud a la finalización de la acumulación, para el conjunto en su totalidad) fueron estimadas en cercanas a los 300 m (**L1**, *Zona 3*; **L10**, *Zona 3*), próximas a los 400 m (**L1**, *Zona 1*), o más de 500 m (**L60**, *Zona 2*).

Mientras que la base o piso de algunas zonas de agotamiento muestra un aspecto cóncavo irregular y además modificado, otras, por el contrario, son relativamente “planas”.

La casi totalidad de las observaciones de campo realizadas en los sectores de arranque de materiales y zonas de agotamiento permitió diferenciar solamente materiales detríticos provenientes de

la denudación de las secuencias rocosas integrantes de los cerros asociados con depósitos eólicos. No obstante, en L7 (*Zona 3*), en tramos de la base de una zona de agotamiento se pudo observar un sustrato “plano” integrado por una arcilita morada, que forma parte de las SPPS.

#### **9.1.3.1. Deslizamientos “viejos”**

Fueron diferenciados en las tres zonas, con el mayor desarrollo en la *Zona 2* y *Zona 3*. Presentan cicatrices de escarpas definidas a muy definidas en la zona de cabeceras (o zonas de arranque de materiales). Las escarpas se ubican con preferencia hacia las partes medias y por arriba de estas a lo largo de la dirección de inclinación del talud inferior.

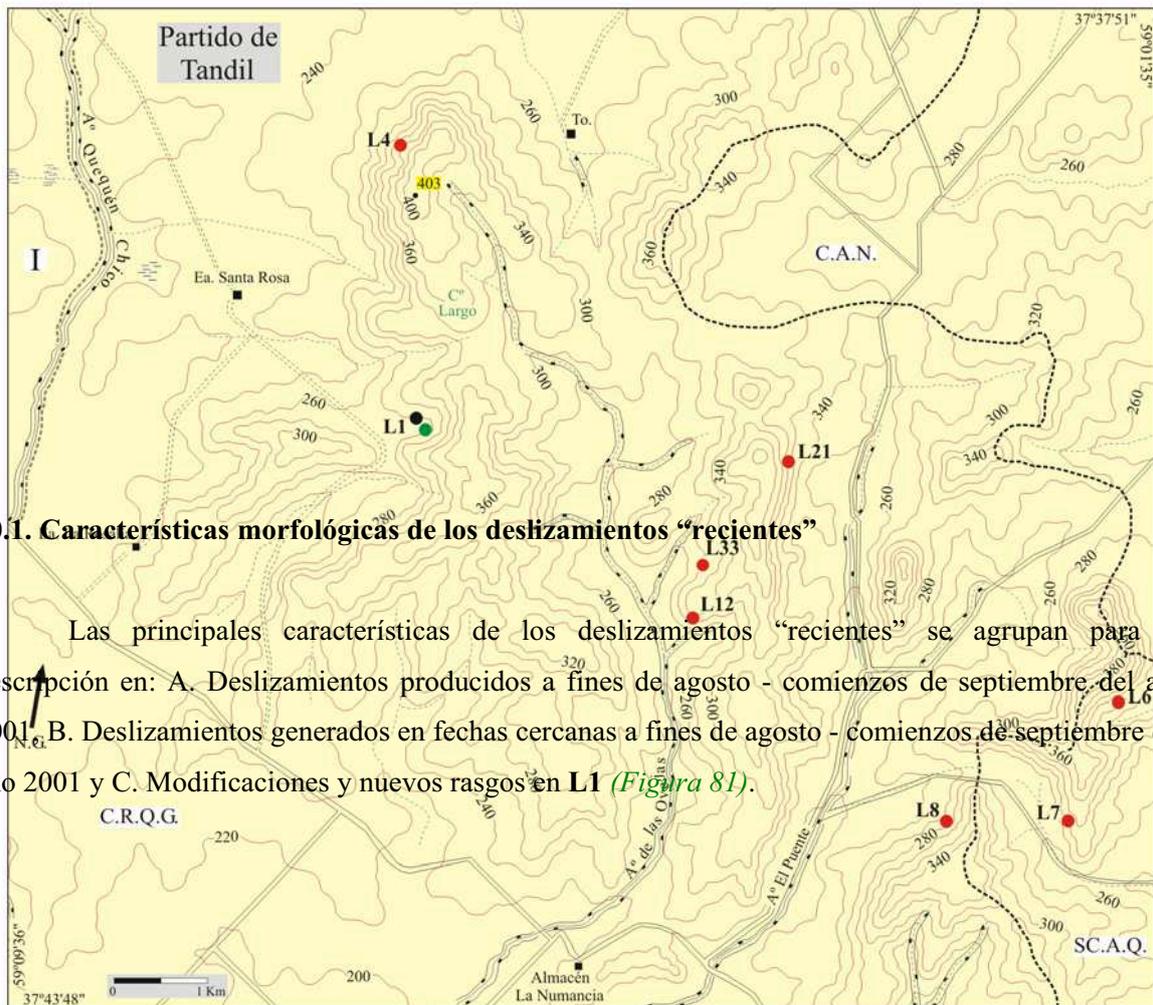
#### **9.1.3.2. Deslizamientos “muy viejos”**

Estos deslizamientos fueron diferenciados en las tres zonas; sin embargo, presentan un ligero pero mayor desarrollo en la *Zona 1* y *Zona 2*.

Tienden a ubicarse en general hacia las partes distales del talud inferior y suelen adquirir las lomadas que los integran, principalmente forma de arcos y terraplenes observados en planta.

Suele ser común en muchos de ellos, la presencia de grandes bloques en las partes frontales de dichas lomadas y la ausencia de escarpas definidas en las cabeceras.

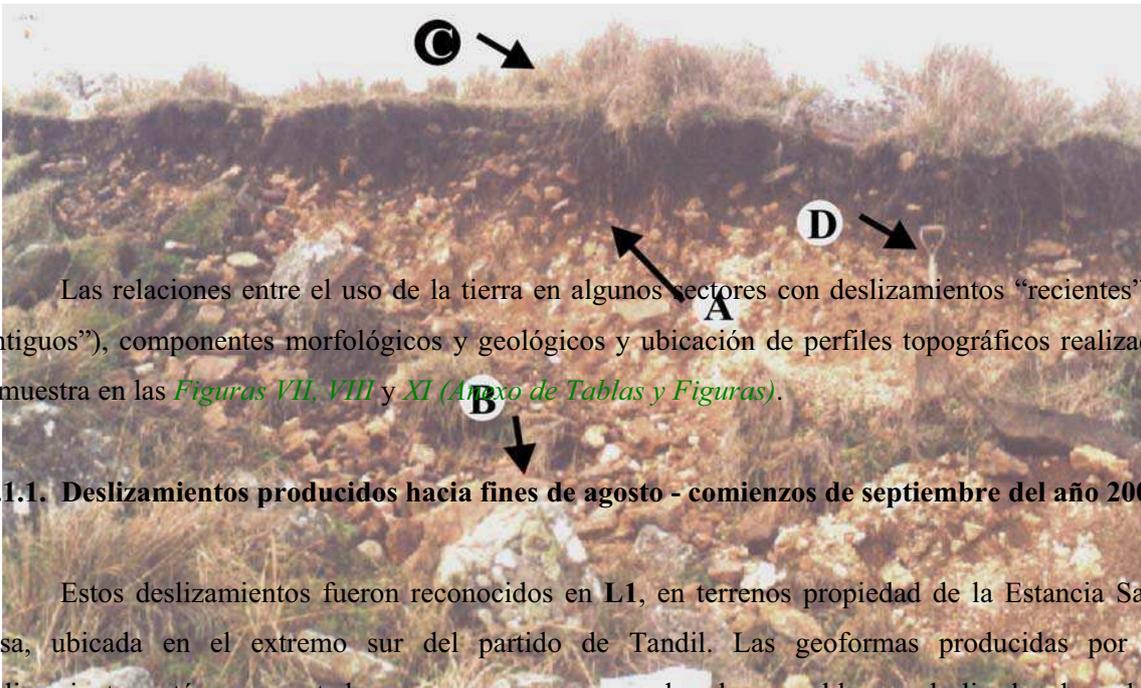
*Morfología de los deslizamientos “recientes”*



### 10.1. Características morfológicas de los deslizamientos “recientes”

Las principales características de los deslizamientos “recientes” se agrupan para su descripción en: A. Deslizamientos producidos a fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001 B. Deslizamientos generados en fechas cercanas a fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001 y C. Modificaciones y nuevos rasgos en L1 (Figura 81).





Las relaciones entre el uso de la tierra en algunos sectores con deslizamientos “recientes” (y “antiguos”), componentes morfológicos y geológicos y ubicación de perfiles topográficos realizados se muestra en las *Figuras VII, VIII y XI (Anexo de Tablas y Figuras)*.

#### **10.1.1. Deslizamientos producidos hacia fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001**

Estos deslizamientos fueron reconocidos en L1, en terrenos propiedad de la Estancia Santa Rosa, ubicada en el extremo sur del partido de Tandil. Las geformas producidas por los deslizamientos están representadas por: escarpas en zonas de cabeceras, bloques deslizados, lomadas y depresiones asociadas y fracturas.

##### **10.1.1.1. Escarpas**

**Figura 81:** Localidades con deslizamientos “recientes” en la Zona 3.

Las escarpas representan uno de los rasgos más característicos de los deslizamientos y constituyen las cicatrices generadas como consecuencia de fracturas y posterior desplazamiento de los materiales. Están representadas por una principal, otra de jerarquía menor y pequeñas escarpas, asociadas a deslizamientos de escasa magnitud. Las escarpas principal y de jerarquía menor, se ubican hacia el N y NE, en el sector de cabeceras de los movimientos más significativos.

La principal de ellas (*Figuras 82, 83, 84, 85, Figura VII b*) es la más importante de las geoformas desarrolladas y presenta un aspecto general cóncavo hacia el SO, acompañando en parte la forma, también cóncava del relieve originado a partir de las SPPS, aflorantes por sobre la zona de arranque de materiales (*Figura VIIb, VIIc*). No obstante, una observación más detallada de la escarpa, permite diferenciar que el aspecto cóncavo general, se resuelve en parte mediante la integración de sectores cóncavos parciales.

Se ubica topográficamente por arriba de otra escarpa principal originada previamente al 18/08/81, a distancias comprendidas entre 5 a 15-20 m siendo la menor distancia que la separa del frente serrano, cercana a los 80 metros. Presenta una longitud total de unos 285 m y se resuelve a partir del extremo O, a través de unos 59 m con una dirección aproximada NE-SO, alrededor de 165 m E-O y los restantes 61 m con dirección N-NE-S-SO. Sus mayores alturas fueron identificadas hacia los sectores, central y E, donde alcanza en algunos lugares 2 m; estas alturas van disminuyendo hacia ambos extremos hasta perderse paulatinamente en el terreno adyacente. Las pendientes son muy pronunciadas, de 75° a mayores, en general rectas y en ocasiones escasamente cóncavas hacia arriba.

**Figura 82:** Partido de Tandil, Zona 3, L-1. (A): Escarpa principal. (B): Bloque de cuarcita. (C) Terreno no afectado. Utilice como escala la pala señalada en (D).  
Es un rasgo sumamente visible por el quiebre de pendiente con el relieve circundante y además por la ausencia de vegetación que contrasta con la desarrollada en el resto del sector.

Una escarpa de menor jerarquía (*Figura 83, Figura VII b*) se ubica a 15 m al este de la principal aunque sin conectarse con ella y a 110 m aproximadamente como mínimo, del frente serrano.

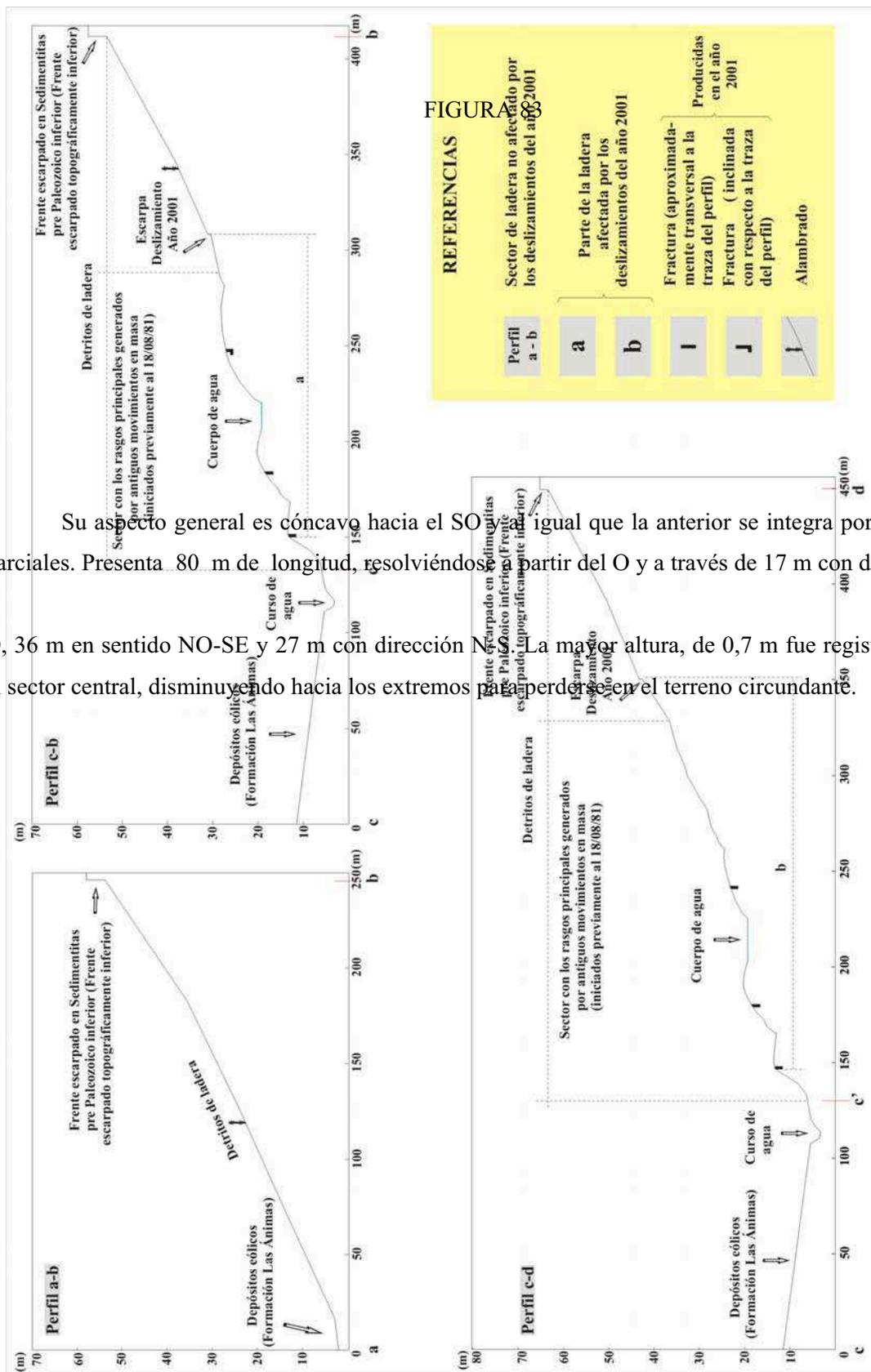


FIGURA 84

Su aspecto general es cóncavo hacia el SO, la misma que la anterior se integra por secciones parciales. Presenta 80 m de longitud, resolviéndose a partir del O y a través de 17 m con dirección E-O, 36 m en sentido NO-SE y 27 m con dirección N-O. La mayor altura, de 0,7 m fue registrada hacia el sector central, disminuyendo hacia los extremos para perderse en el terreno circundante.

**Figura 84:** Partido de Tandil. Zona 3. L1. Perfiles topográficos que muestran los principales componentes morfológicos y litológicos locales. Asimismo, en los perfiles c-b y c-d, se ha cartado la escarpa principal "reciente" generada hacia fines de agosto-comienzos de septiembre del año 2001.

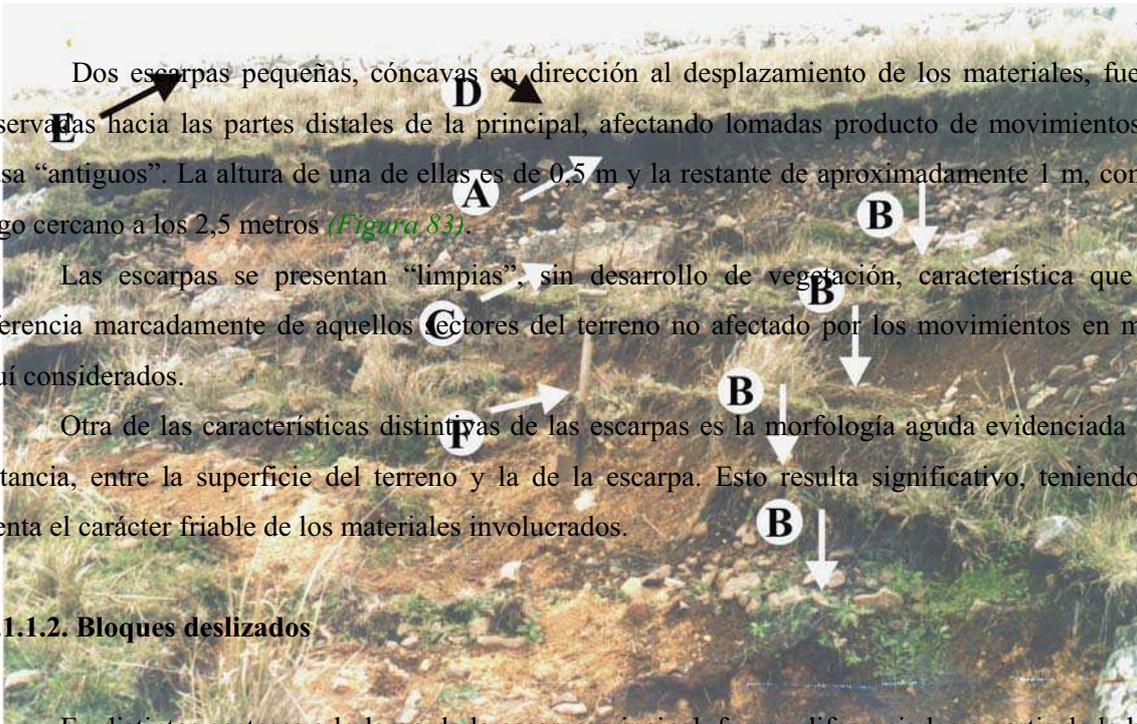
Dos escarpas pequeñas, cóncavas en dirección al desplazamiento de los materiales, fueron observadas hacia las partes distales de la principal, afectando lomadas producto de movimientos en masa “antiguos”. La altura de una de ellas es de 0,5 m y la restante de aproximadamente 1 m, con un largo cercano a los 2,5 metros (Figura 83).

Las escarpas se presentan “limpias”, sin desarrollo de vegetación, característica que las diferencia marcadamente de aquellos sectores del terreno no afectados por los movimientos en masa aquí considerados.

Otra de las características distintivas de las escarpas es la morfología aguda evidenciada a la distancia, entre la superficie del terreno y la de la escarpa. Esto resulta significativo, teniendo en cuenta el carácter friable de los materiales involucrados.

#### 10.1.1.2. Bloques deslizados

En distintos sectores a lo largo de la escarpa principal, fueron diferenciados a partir de la base de la misma, bloques deslizados, aproximadamente paralelos a subparalelos entre sí y a la escarpa principal.

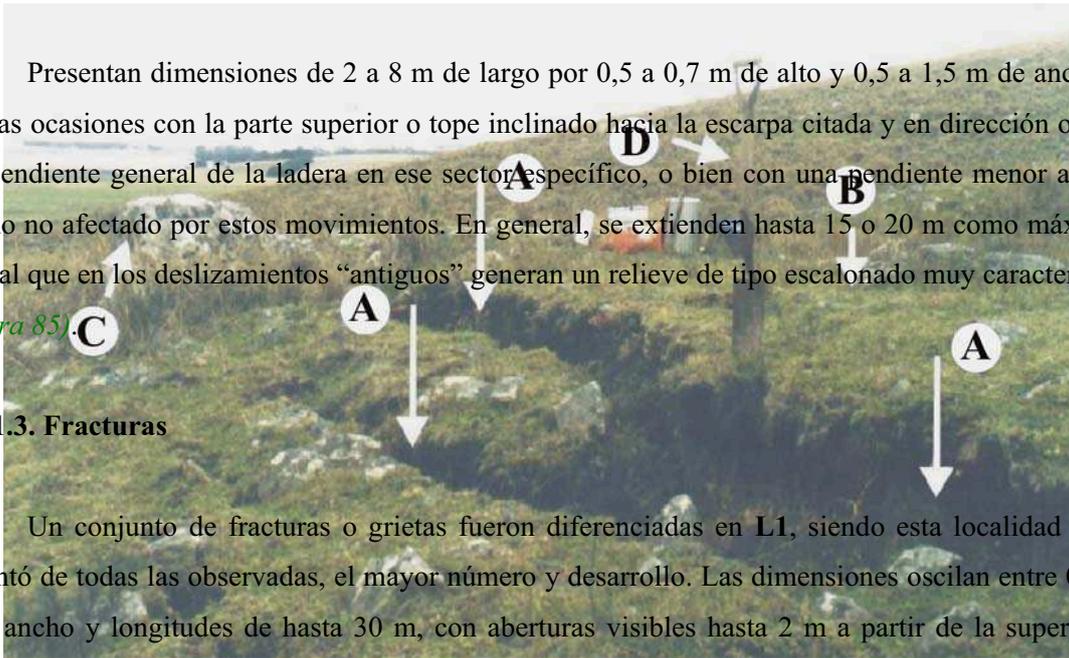


Presentan dimensiones de 2 a 8 m de largo por 0,5 a 0,7 m de alto y 0,5 a 1,5 m de ancho, en muchas ocasiones con la parte superior o tope inclinado hacia la escarpa citada y en dirección opuesta a la pendiente general de la ladera en ese sector específico, o bien con una pendiente menor a la del terreno no afectado por estos movimientos. En general, se extienden hasta 15 o 20 m como máximo y al igual que en los deslizamientos “antiguos” generan un relieve de tipo escalonado muy característico. (Figura 85).

### 10.1.1.3. Fracturas

Un conjunto de fracturas o grietas fueron diferenciadas en L1, siendo esta localidad la que presentó de todas las observadas, el mayor número y desarrollo. Las dimensiones oscilan entre 0,1 a 1 m de ancho y longitudes de hasta 30 m, con aberturas visibles hasta 2 m a partir de la superficie y presentan direcciones aproximadas NE-SO, NO-SE y algunas N-S. Se desarrollan en ocasiones en las cercanías de la escarpa principal como en la de menor jerarquía, ambas generadas hacia fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001. Allí, ambas escarpas se continúan en sus extremos

**Figura 85:** Partido de Tandil, Zona 3, L1. (A): Escarpa principal. (B): Bloques deslizados. (C): Bloque de cuarcita. (D): Terreno no afectado. (E): FETI. Nótese: a). Las pendientes invertidas con respecto a los bloques deslizados y b). En el bloque de cuarcita señalado, un sector superior de tono oscuro con corteza liquénica que evidencia exposición previa al deslizamiento y uno inferior, de tono más claro, que yacía por debajo de la superficie antes de la generación de los movimientos. Utilice como referencia para la escala la pala señalada en (F).



En ocasiones, se observaron fracturas (*Figuras 83, 84, 86*) a unos 210 m a partir de la escarpa principal de cabeceras. En pocos sectores y pendiente arriba de la escarpa principal, se reconocieron también algunas fracturas, aunque a escasos metros de la misma.

Otras veces los bloques deslizados se continúan pendiente abajo con fracturas paralelas a subparalelas entre sí y a la escarpa principal. En otras oportunidades, las fracturas afectaron lomadas generadas por movimientos gravitacionales producidos en otros momentos de la evolución del paisaje. En este último caso se ubican con preferencia en la parte terminal o hacia los costados de las mismas, en las cercanías de pendientes pronunciadas (*Figura 83*). Es una característica bastante frecuente el desarrollo de fracturas que afectan en parte de su recorrido a grandes clastos de rocas cuarcíticas (*Figura 48*).

#### **10.1.1.4. Lomadas pequeñas producto de deslizamientos de menor magnitud que afectan lomadas “antiguas”**

En algunos lugares fueron observadas pequeñas lomadas generadas por la acumulación de detritos movilizados (*Figura 49, 83*), desarrolladas en las cercanías de los límites de una de las lomadas producto de movimientos en masa antiguos. Una de dichas lomadas presentó un largo de 4 m y la restante de 10 m a partir de la escarpa en las cabeceras con una altura comprendida entre 1 a 1,5 metros. La evidencia de estos movimientos se ve además facilitada por la presencia en los clastos movilizados de dos zonas con límites muy marcados, producto de cortezas superficiales muy contrastantes, una con desarrollo de colonias de líquenes, que representa la parte del clasto que estuvo sobre la superficie y otra carente de estas colonias, correspondiente a la que estuvo ubicada por debajo

(Figura 49). Esta situación también se observa en el contacto entre fracturas y grandes clastos (Figura 48).

### 10.1.2. Deslizamientos generados en fechas cercanas a finales de agosto - comienzos de septiembre del año 2001

Corresponden a L10 y a dos tramos del talud inferior en las cabeceras del valle del Arroyo sin nombre (Zona 2) y a L4, L6, L7, L8, L12, L21 y L33 (Zona 3).

Los rasgos integran escarpas, bloques deslizados, fracturas y lomadas. Al igual que en L1, se ubican en taludes con actividades ganaderas (Figuras VIII a, IX a) y minera en sectores cercanos a L10.

#### 10.1.2.1. Escarpas

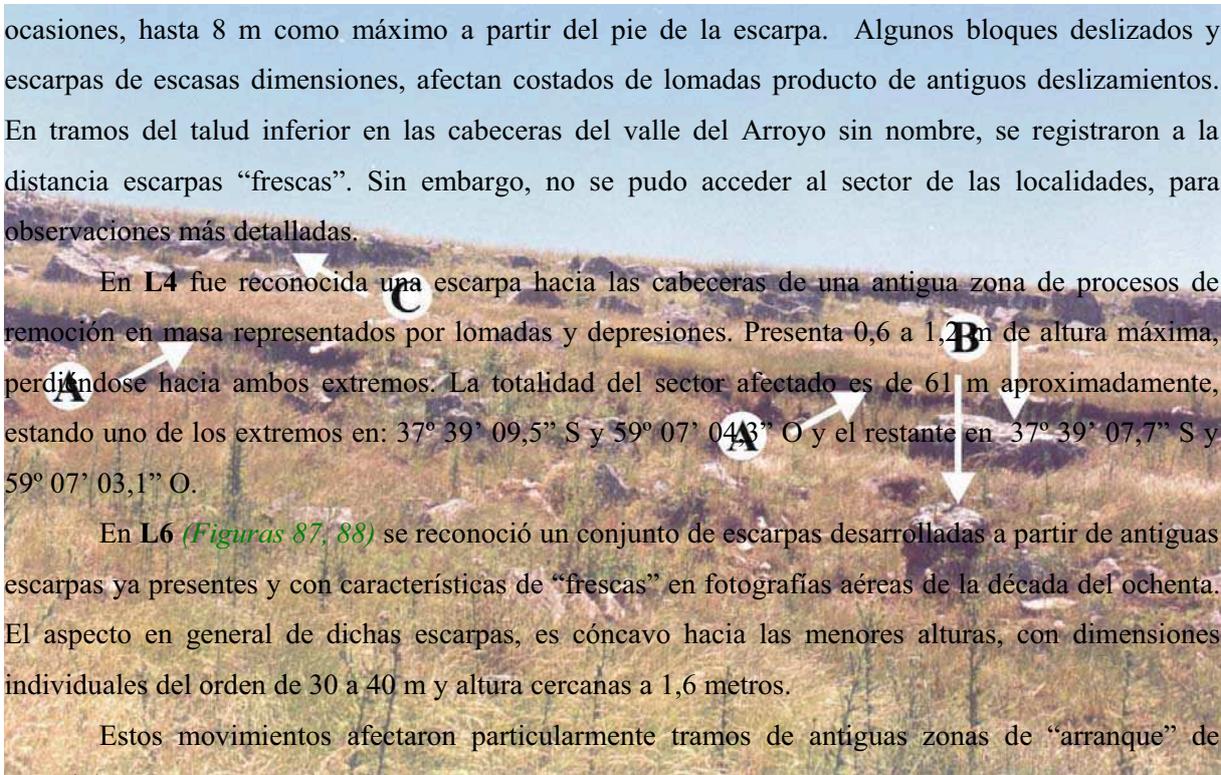
En L10 (Figura V) fue reconocida una escarpa principal, de alrededor de 100 m de extensión y 1,3 m de altura máxima, la que va disminuyendo gradualmente hacia los extremos, donde pasa a fracturas.

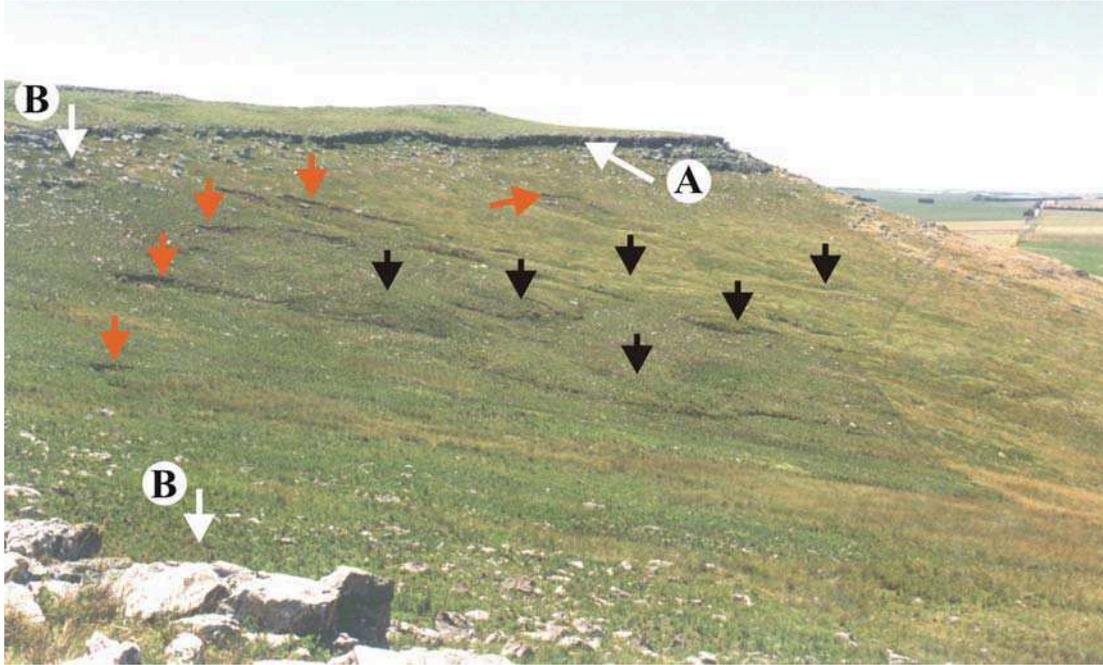
Al pie de la misma se ubican en distintos sectores bloques deslizados, algunos en la parte superior, con pendientes que inclinan en dirección opuesta a la original, los que se diferencian, en ocasiones, hasta 8 m como máximo a partir del pie de la escarpa. Algunos bloques deslizados y escarpas de escasas dimensiones, afectan costados de lomadas producto de antiguos deslizamientos. En tramos del talud inferior en las cabeceras del valle del Arroyo sin nombre, se registraron a la distancia escarpas “frescas”. Sin embargo, no se pudo acceder al sector de las localidades, para observaciones más detalladas.

En L4 fue reconocida una escarpa hacia las cabeceras de una antigua zona de procesos de remoción en masa representados por lomadas y depresiones. Presenta 0,6 a 1,2 m de altura máxima, perdiéndose hacia ambos extremos. La totalidad del sector afectado es de 61 m aproximadamente, estando uno de los extremos en:  $37^{\circ} 39' 09,5''$  S y  $59^{\circ} 07' 04,3''$  O y el restante en  $37^{\circ} 39' 07,7''$  S y  $59^{\circ} 07' 03,1''$  O.

En L6 (Figuras 87, 88) se reconoció un conjunto de escarpas desarrolladas a partir de antiguas escarpas ya presentes y con características de “frescas” en fotografías aéreas de la década del ochenta. El aspecto en general de dichas escarpas, es cóncavo hacia las menores alturas, con dimensiones individuales del orden de 30 a 40 m y altura cercanas a 1,6 metros.

Estos movimientos afectaron particularmente tramos de antiguas zonas de “arranque” de materiales.

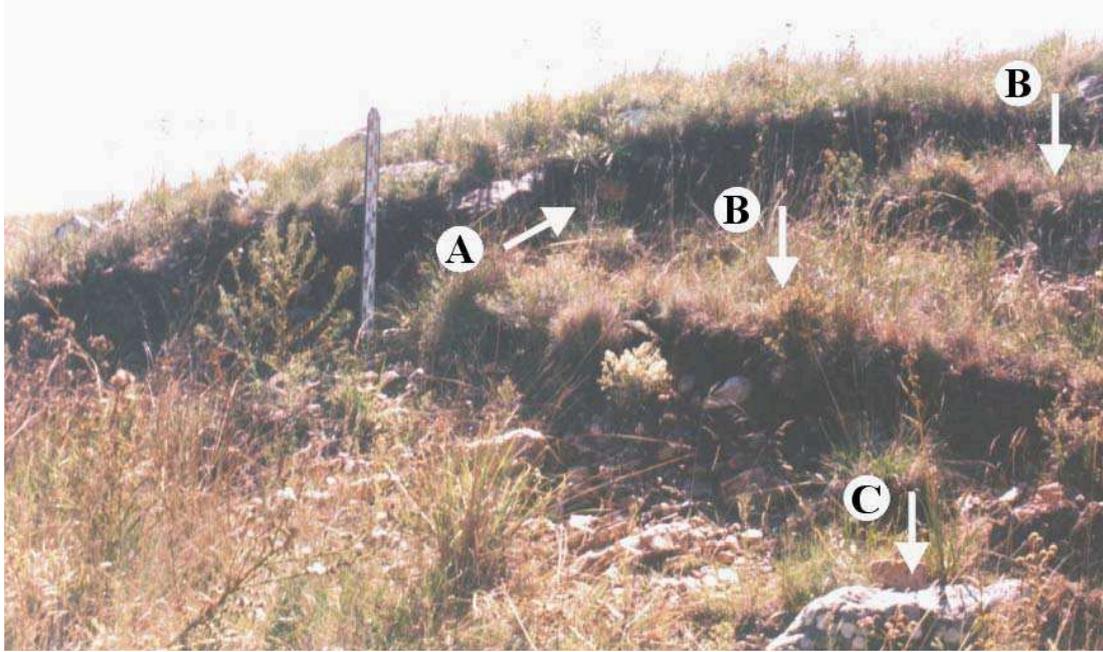




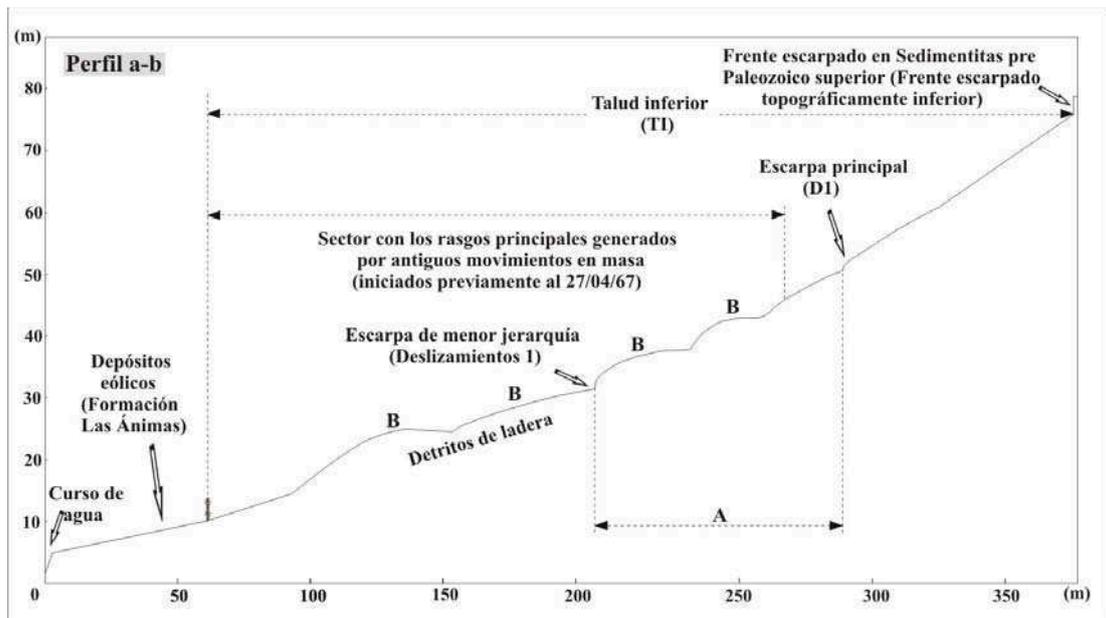
**Figura 88:** Partido de Tandil, Zona 3. L6. (Flechas rojas): Escarpas “recientes”. (Flechas negras): Lomadas generadas por “antiguos” procesos de remoción en masa. (A): FETI en rocas asignadas a las SPPS. (B): Bloques de cuarcitas. La longitud del FETI en la imagen es de aproximadamente 450 metros.

En L7 (*Figuras 89, 90*) la escarpa también se vincula a una antigua zona de arranque de materiales (*Figura VIII b*). Presenta una forma producto de la combinación de dos arcos cóncavos hacia las menores alturas; uno de ellos más cerrado y el restante más abierto y algo recto en uno de sus

**Figura 87:** Partido de Tandil, Zona 3. L6. (A): Escarpas “recientes”. (B): Bloques de cuarcitas. (C): FETI en SPPS. El ancho de la imagen en el sector de escarpas es de aproximadamente 30 metros.



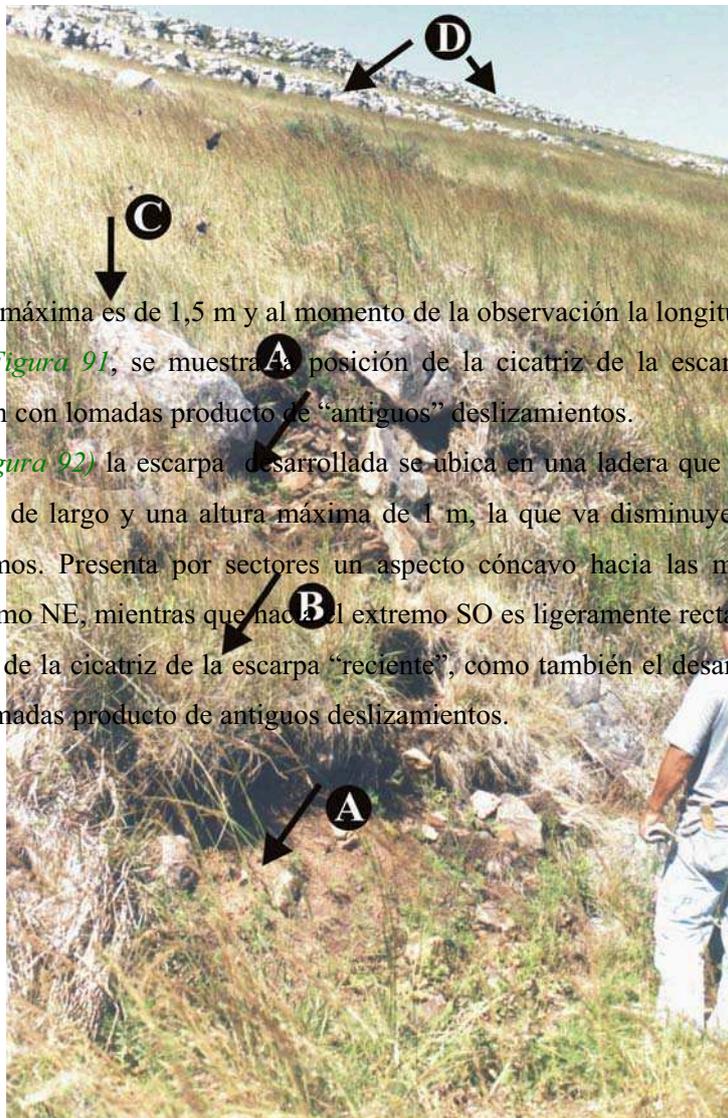
**Figura 90:** Partido de Tandil, Zona 3. L7. (A): Escarpa. (B): Bloques deslizados. (C): Bloques de cuarcitas. (A) y (B) formados en fechas cercanas a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001. La altura expuesta de la mira es de unos 1,6 metros.



#### REFERENCIAS

<b>A</b>	Parte de la ladera afectada por los deslizamientos (D1)	<b>B</b>	Antiguas lomadas generadas por movimientos en masa
<b>D1</b>	Deslizamientos producidos en fechas cercanas a fines de agosto - comienzos de septiembre de 2001		Alambrado

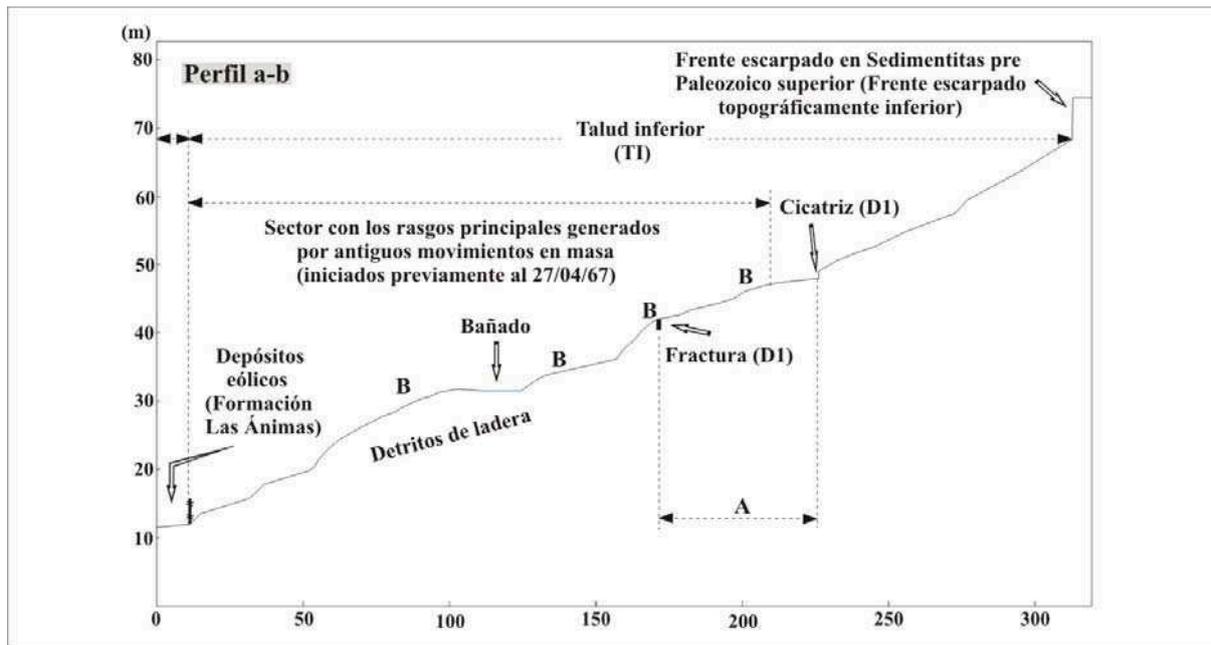
**Figura 89:** Partido de Tandil, Zona 3. L7. (A): FETI. (B): Grandes bloques de cuarcitas. (C): Escarpa principal. (D): Bloques deslizados. (C) y (D) formados en fecha cercana a fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001). Utilice para estimar la escala, la persona señalada en E.



extremos. La altura máxima es de 1,5 m y al momento de la observación la longitud aproximada era de 40 metros. En la *Figura 91*, se muestra la posición de la cicatriz de la escarpa “reciente”, como asimismo la relación con lomadas producto de “antiguos” deslizamientos.

En *L8 (Figura 92)* la escarpa desarrollada se ubica en una ladera que mira hacia el N-NO. Alcanza unos 75 m de largo y una altura máxima de 1 m, la que va disminuyendo paulatinamente hacia ambos extremos. Presenta por sectores un aspecto cóncavo hacia las menores alturas, muy marcado en el extremo NE, mientras que hacia el extremo SO es ligeramente recta. En la *Figura 93*, se muestra la posición de la cicatriz de la escarpa “reciente”, como también el desarrollo de una fractura y la relación con lomadas producto de antiguos deslizamientos.

**Figura 91:** Partido de Tandil, Zona 3. L7. Perfil topográfico que muestra la posición de dos escarpas “recientes” (principal y de menor jerarquía), como también los principales componentes morfológicos y litológicos locales.



### REFERENCIAS

<p><b>A</b> Parte de la pendiente afectada por los deslizamientos D1</p>	<p><b>B</b> Antiguas lomadas generadas por movimientos en masa</p>
<p><b>D1</b> Deslizamientos producidos en fechas cercanas a fines de agosto - comienzos de septiembre de 2001</p>	<p> Alambrado</p>

**Figura 93:** Partido de Tandil, Zona 3. L8. Perfil topográfico que muestra la posición de una escarpa y una fractura “recientes”, como asimismo los principales componentes morfológicos y litológicos locales.

**Figura 92:** Partido de Tandil, Zona 3. L8. (A): Escarpa. (B): Bloque deslizado. (C): Grandes bloques de cuarcitas. (D): Frentes escarpados en rocas cuarcíticas. Utilice la persona para estimar la escala.

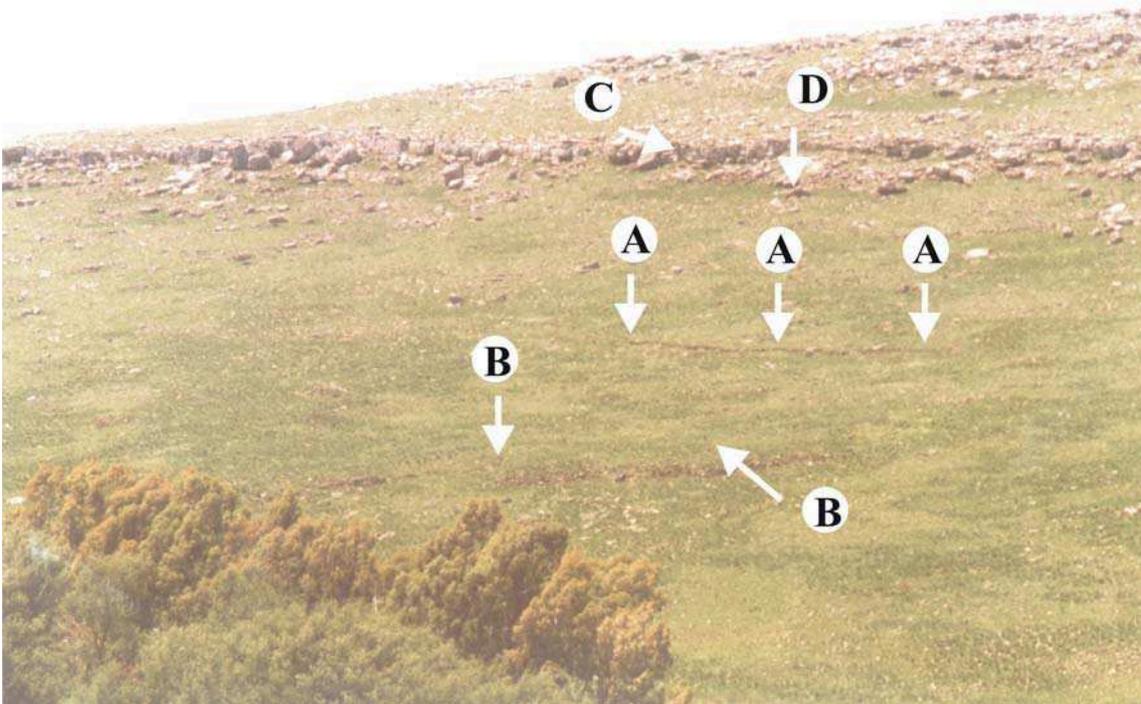


En L12 (Figuras 59, 60, 94) la escarpa generada recientemente presenta un aspecto cóncavo hacia el S, muy angosta y con brazos muy estirados hacia las menores alturas.

El aspecto es muy similar a una antigua cicatriz desarrollada a unos 185 m al suroeste, detectada a partir de fotografías del 08/07/67 y del 18/08/81 y en el terreno en distintas campañas a partir del 01/07/03 (Figuras 58, 59, 60). La escarpa “reciente” presenta alrededor de 1 a 1,2 m de altura en el sector de cabeceras y va paulatinamente perdiendo altura ladera abajo, donde se resuelve en fracturas.

En L33 (Figura 95) se desarrolló una escarpa, en un sector del talud con evidencias de antiguos movimientos. Se ubica en la ladera que mira hacia el O-NO, alcanza 80 m de longitud aproximadamente y una altura cercana a 0,8 m, perdiéndose hacia ambos extremos, donde da lugar a fracturas. Es en general de morfología recta y se presenta transversal a la dirección de inclinación de la pendiente.

**Figura 94:** Partido de Tandil, Zona 3. L12. (A): Escarpa principal de unos 0,5 m de altura en el sector de cabeceras del deslizamiento. (B): Bloque deslizado. (C): Bloques de cuarcitas. (D): Terreno no afectado. El ancho de la imagen es de aproximadamente 4,5 metros.





En L21 (*Figura 96*) la cicatriz observada, se desarrolla en una ladera que mira al N - NE y se vincula con una zona de arranque relacionada con antiguos deslizamientos. Posee aspecto cóncavo hacia las menores alturas, pero irregular en sus cabeceras, con sectores en parte rectos. La longitud de las partes laterales desde las cabeceras es del orden de los 100 m, un ancho aproximado de 80 m y una altura máxima al momento de la observación de 1,5 metros.

**Figura 95:** Partido de Tandil, Zona 3. L33. (A): Escarpa “reciente”. (B): Lomada generada por antiguos procesos de remoción en masa. (C): FETI. (D): Grandes bloques de cuarcitas. La longitud de la escarpa “reciente” es de aproximadamente 80 metros.

### 10.1.2.2. Bloques deslizados

En distintos sectores a lo largo de las escarpas generadas, se diferencian a partir de la base de la misma, bloques deslizados (*Figuras 89, 90, 94*), aproximadamente paralelos a subparalelos entre sí y a la escarpa principal. Sus dimensiones abarcan de 2 a 6 m de largo, 0,5 a 0,8 m de altura y 0,4 a 1,5 m de ancho, en muchas ocasiones con la parte superior o tope inclinado hacia la escarpa citada y en dirección opuesta a la pendiente general en ese sector específico, o bien con una pendiente menor a la del terreno no afectado por estos movimientos. En general, se extienden por unos 2 a 3 m y en **L21** hasta 6 m como máximo.

### 10.1.2.3. Fracturas

En **L4**, la escarpa recientemente generada se resuelve en fracturas hacia ambos extremos, mientras que, 3 m pendiente abajo de la misma son frecuentes fracturas con forma de arco cóncavo hacia las menores alturas. En ambos casos de 0,10 m de ancho máximo.

En **L8**, fue diferenciada una fractura transversal a la pendiente, de 3 m de longitud, 0,1 m de ancho y 0,5 m de profundidad visible, la que afecta la parte superior y terminal de una lomada (*Figura 93*). **Figura 96:** Partido de Tandil, Zona 3. **L21.** (A): Escarpa “reciente”, de aproximadamente 1 m de altura. (B): Bloques de cuarcitas. (C): (FETI). Las flechas negras verticales señalan la posición de la escarpa. En **L12** se han desarrollado fracturas en distintos sectores a lo largo de 40 m a partir del sector de escarpa que se ubica topográficamente más elevado. Algunas se extienden a continuación de la escarpa hacia las menores alturas similares a las observadas en la escarpa principal y de menor jerarquía en **L1**, mientras que otras, se desarrollan transversal y longitudinalmente a la dirección de los movimientos principales, estando vinculadas en este caso, a pequeñas lomadas y depresiones. Presentan 0,1 a 0,2 m de ancho y en el caso de las que se continúan más allá de la escarpa, tienen extensiones de 10 m, aunque son también comunes las de 3 a 4 m de longitud.

### 10.1.2.4. Lomadas

En **L12**, el nuevo deslizamiento generó una lomada de aproximadamente 1 m de alto en la zona de acumulación, 10 m de longitud y 4 a 5 m de ancho máximo.

## 10.1.3. Modificaciones y nuevos rasgos en L1

Observaciones en el terreno, realizadas el 31/10/03 en L1 permitieron conocer modificaciones en algunos de los rasgos generados durante finales de agosto – comienzos de septiembre del año 2001, como asimismo, la formación de algunos nuevos.

Las modificaciones están representadas por ampliación de fracturas, bien definidas en las partes terminales de una lomada. En la misma lomada se formaron nuevos rasgos correspondientes a fracturas no observadas en visitas previas a la zona.

### ***Características de otros deslizamientos y pseudo-deslizamientos***

### **11.1. Introducción**

En este capítulo se consideran algunos deslizamientos diferenciados en el terreno y a través de imágenes de satélite que afectan secuencias rocosas del basamento cristalino, barrancas erosivas de canales, fundamentalmente en el MEP y otros, relacionados a obras producto de actividad antrópica.

Todos estos deslizamientos son, en términos generales, de menor trascendencia, ya sea por el volumen de materiales desplazados como además, por la distancia recorrida.

Adicionalmente, se hará referencia a algunas geoformas originadas por actividades humanas, las que, tanto por su aspecto como por su posición en las laderas podrían ser erróneamente interpretadas como producidas por movimientos en masa. Éstas, a diferencia de las anteriores, involucran rasgos del paisaje de mayores dimensiones.

### **11.2. Deslizamientos en geoformas modeladas en basamento cristalino**

Agrupan movimientos de materiales cuyo desplazamiento es en general menor a 5 m y en muchos casos cercanos al metro. Similar situación se da con las dimensiones de los desplazamientos de los materiales, los que, en la mayoría de las ocasiones son menores a 2 metros cúbicos.

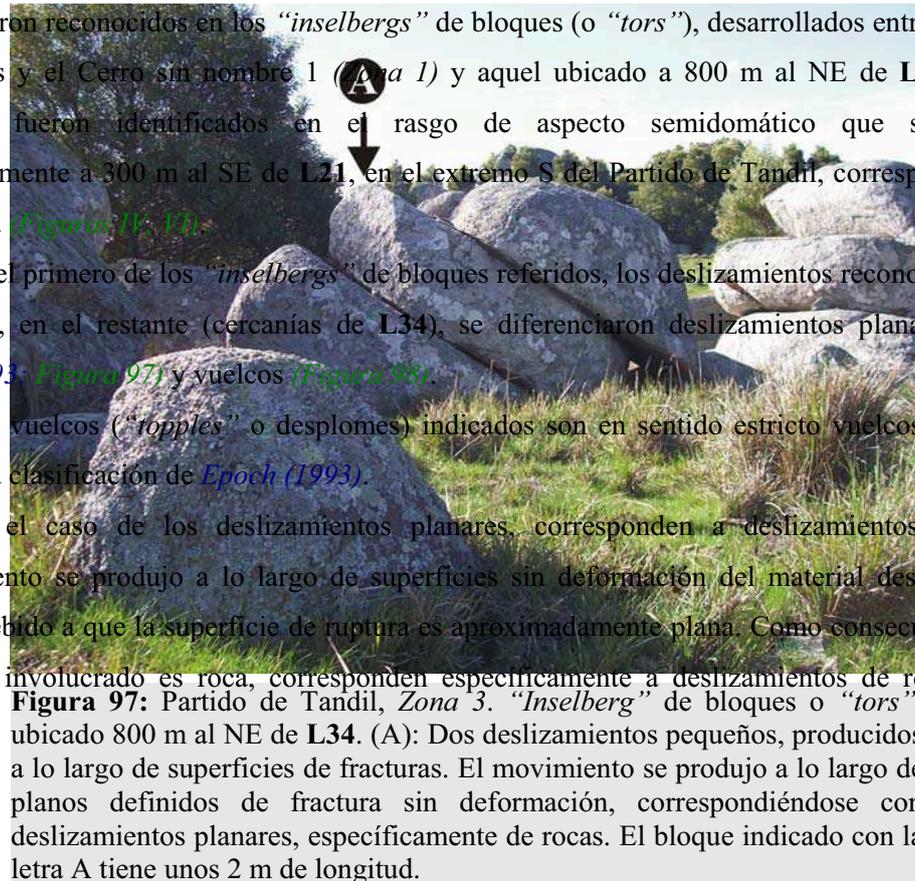
Los componentes geológicos afectados son en todos los casos rocas y han tenido lugar en geoformas de dimensiones menores a intermedias representadas por bochones o bloques que han sido expuestos por procesos erosivos actuando en mantos de meteorización.

Fueron reconocidos en los “inselbergs” de bloques (o “tors”), desarrollados entre Cuchilla de Las Aguilas y el Cerro sin nombre 1 (Zona 1) y aquel ubicado a 800 m al NE de L34 (Zona 3). Asimismo, fueron identificados en el rasgo de aspecto semidomático que se encuentra aproximadamente a 300 m al SE de L21, en el extremo S del Partido de Tandil, correspondiente a la misma zona (Figuras 97, 98).

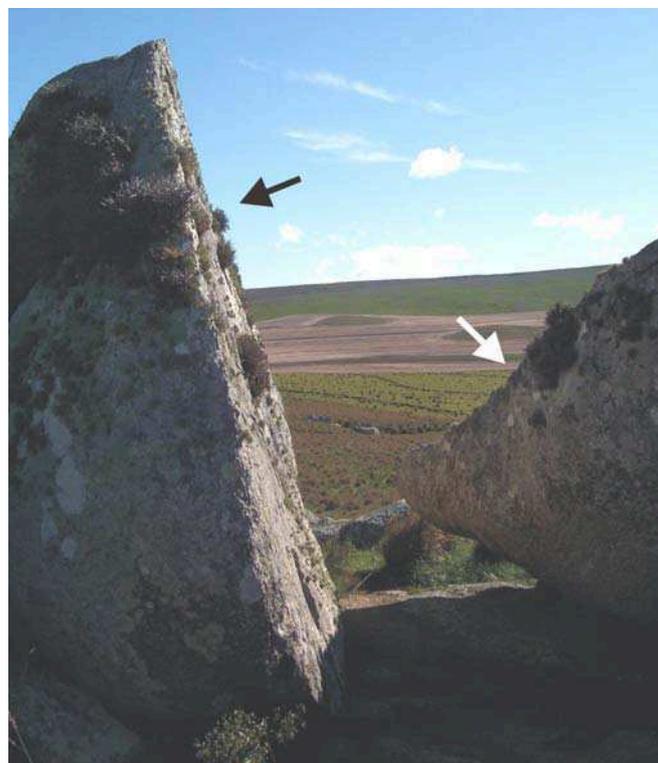
En el primero de los “inselbergs” de bloques referidos, los deslizamientos reconocidos son del tipo vuelco, en el restante (cercanías de L34), se diferenciaron deslizamientos planares de rocas (Epoch, 1993; Figura 97) y vuelcos (Figura 98).

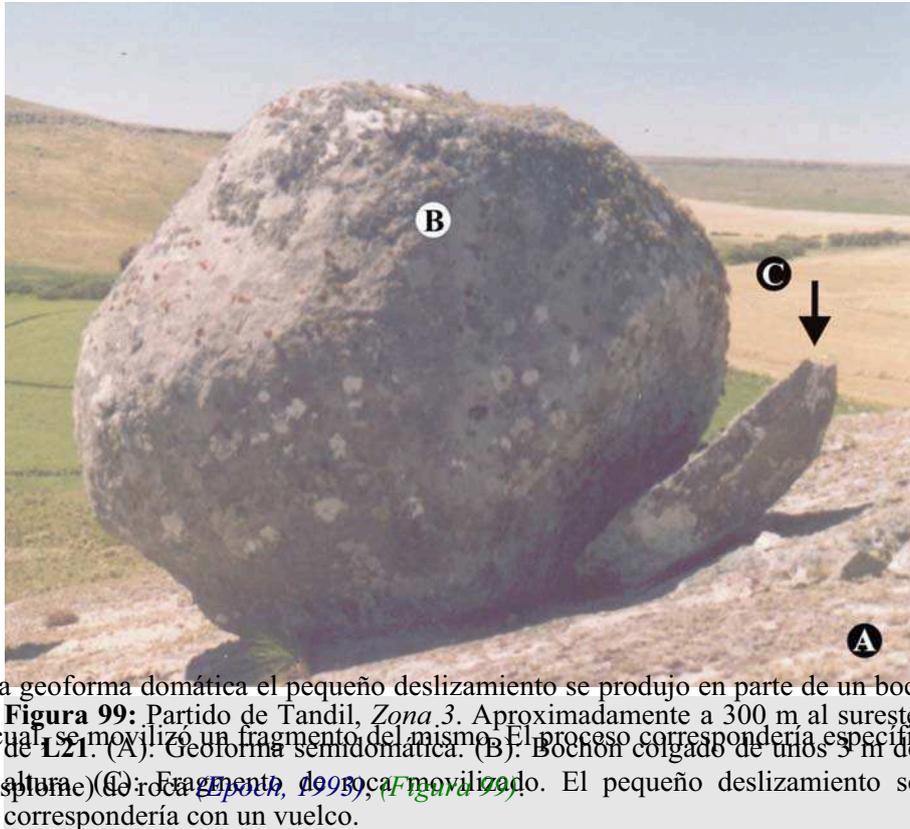
Los vuelcos (“topples” o desplomes) indicados son en sentido estricto vuelcos de rocas de acuerdo a la clasificación de Epoch (1993).

En el caso de los deslizamientos planares, corresponden a deslizamientos, ya que el desplazamiento se produjo a lo largo de superficies sin deformación del material desplazado. Son planares, debido a que la superficie de ruptura es aproximadamente plana. Como consecuencia de que el material involucrado es roca, corresponden específicamente a deslizamientos de rocas (Epoch, 1993).



**Figura 97:** Partido de Tandil, Zona 3. “Inselberg” de bloques o “tors”, ubicado 800 m al NE de L34. (A): Dos deslizamientos pequeños, producidos a lo largo de superficies de fracturas. El movimiento se produjo a lo largo de planos definidos de fractura sin deformación, correspondiéndose con deslizamientos planares, específicamente de rocas. El bloque indicado con la letra A tiene unos 2 m de longitud.





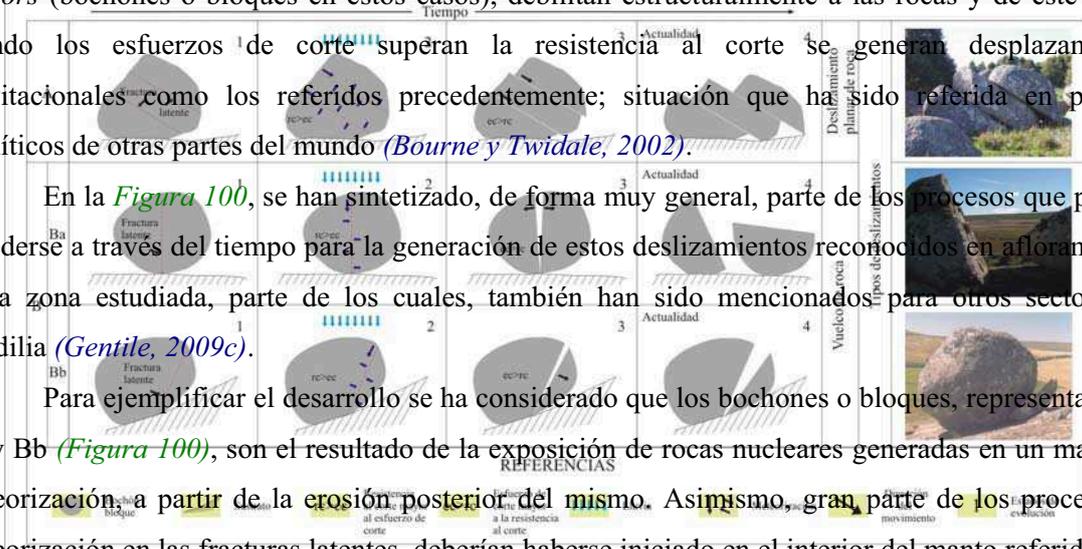
En la geofoma domática el pequeño deslizamiento se produjo en parte de un bochón colgado, a partir del cual se movilizó un fragmento del mismo. El proceso correspondería específicamente a un vuelco (o desplome) de roca (Epoch, 1998, Figura 99). El pequeño deslizamiento se correspondería con un vuelco.

**Figura 98:** Partido de Tandil, Zona 3. “Inselberg” de bloques o “tors”, ubicado a 800 m al NE de L34. Vuelco afectando un bochón de aproximadamente 1,8 m de alto. Las flechas señalan las partes involucradas.

Procesos de meteorización actuando en fracturas latentes y de fuerte inclinación que integran los tors (bochones o bloques en estos casos), debilitan estructuralmente a las rocas y de este modo, cuando los esfuerzos de corte superan la resistencia al corte se generan desplazamientos gravitacionales como los referidos precedentemente; situación que ha sido referida en paisajes graníticos de otras partes del mundo (Bourne y Twidale, 2002).

En la Figura 100, se han sintetizado, de forma muy general, parte de los procesos que podrían sucederse a través del tiempo para la generación de estos deslizamientos reconocidos en afloramientos de la zona estudiada, parte de los cuales, también han sido mencionados para otros sectores de Tandilia (Gentile, 2009c).

Para ejemplificar el desarrollo se ha considerado que los bochones o bloques, representados en Ba y Bb (Figura 100), son el resultado de la exposición de rocas nucleares generadas en un manto de meteorización, a partir de la erosión posterior del mismo. Asimismo, gran parte de los procesos de meteorización en las fracturas latentes, deberían haberse iniciado en el interior del manto referido.



**Figura 100.** Probables etapas en el desarrollo de movimientos en masa con escaso desplazamiento de los materiales movilizados. Los tipos involucrados corresponden a deslizamientos planares de rocas y vuelcos de rocas (o fragmentos de rocas). Fuente: Elaboración propia. Para dimensiones de bloques y bochones ver Figuras 97, 98 y 99.

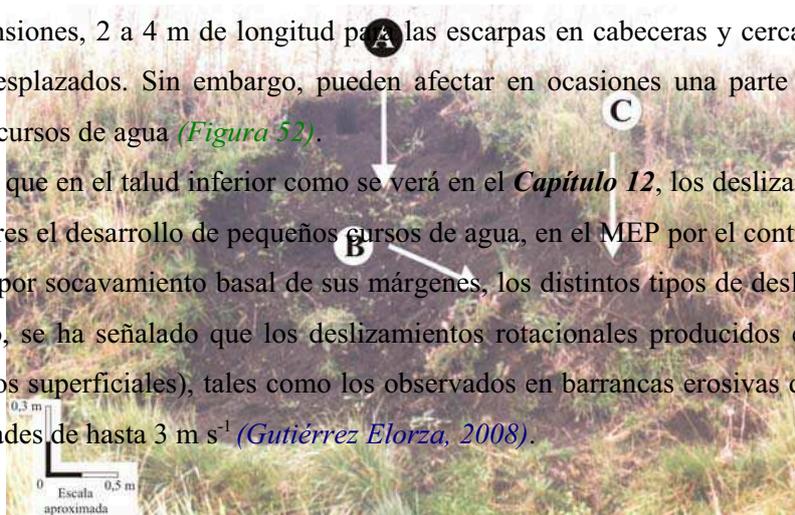
Para dimensiones de bloques y bochones ver Figuras 97, 98 y 99 señalada por Twidale (2000) y también reconocida en sectores cercanos a la ciudad de Tandil (Gentile, 2009c), o bien ya con el bloque individualizado como tal.

### 11.3. Deslizamientos en barrancas erosivas de canales

Dos tipos básicos fueron diferenciados en algunos cursos de agua ubicados en la Zona 3; Desmoronamientos (*Figura 101*) y vuelcos. En otras ocasiones simplemente pudieron ser clasificados

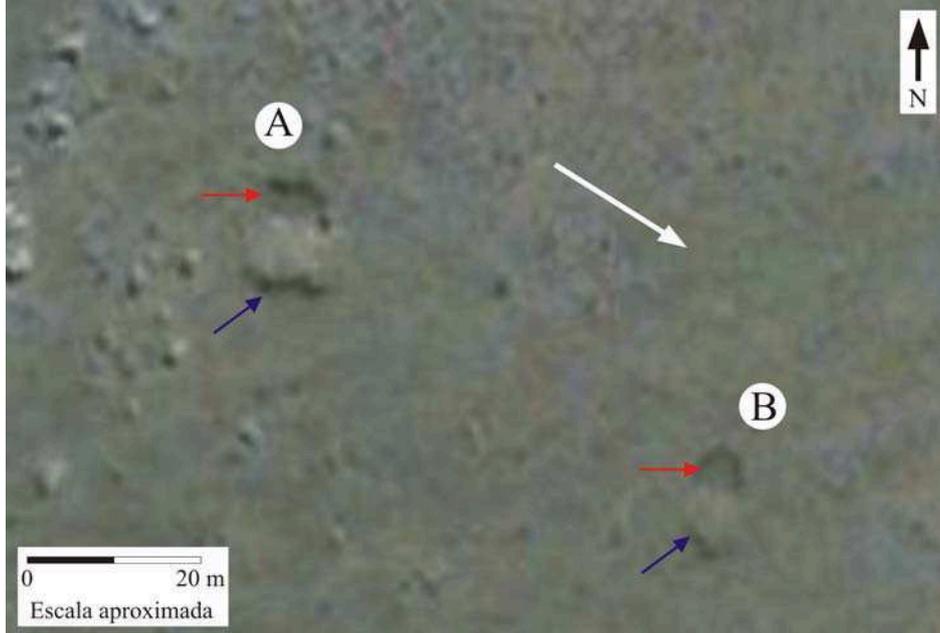
como deslizamientos en sentido amplio del término. Ambos afectaron sedimentos de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*), correspondiéndose desde el punto de vista de los materiales involucrados con desmoronamientos, vuelcos y deslizamientos en sentido amplio de suelos ingenieriles (*Varnes, 1978*). Todos estos deslizamientos, que se observan en barrancas erosivas de canales, son en general de escasas dimensiones, 2 a 4 m de longitud por las escarpas en cabeceras y cercanos al metro para los materiales desplazados. Sin embargo, pueden afectar en ocasiones una parte importante de las barrancas de los cursos de agua (*Figura 52*).

Mientras que en el talud inferior como se verá en el *Capítulo 12*, los deslizamientos, controlan en algunos sectores el desarrollo de pequeños cursos de agua, en el MEP por el contrario, son estos los que impulsarían por socavamiento basal de sus márgenes, los distintos tipos de deslizamientos. Como ya fuera referido, se ha señalado que los deslizamientos rotacionales producidos en suelo (regolito, alteritas, depósitos superficiales), tales como los observados en barrancas erosivas de canales, pueden alcanzar velocidades de hasta  $3 \text{ m s}^{-1}$  (*Gutiérrez Elorza, 2008*).



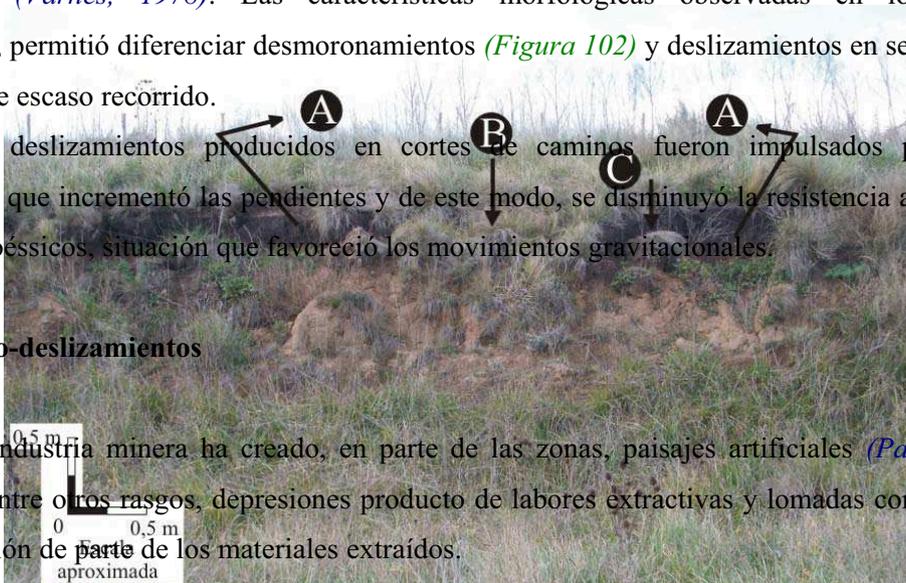
#### 11.4. Deslizamientos vinculados con actividad antrópica

**Figura 101:** Partido de Tandil, Zona 3. Margen derecha de un tributario del A° Quequén Chico en la Estancia Santa Rosa. (A): Deslizamiento afectando depósitos de la Formación Las Ánimas edafizados, producidos a partir de los FF ubicados en márgenes de caminos, que hemos identificado por el contacto con la Escarpa de depósitos de edificación de la Formación Las Ánimas (*Rabassa, 1973*). (B): Bloque desplazado con pendiente intacta. (C): Escarpa de depósitos de edificación de la Formación Las Ánimas que los movimientos se habrían producido en una fecha cercana a la de la observación.



Estos movimientos gravitacionales se corresponden desde el punto de vista de los materiales movilizados al igual que los referidos en barrancas erosivas de canales, con deslizamientos de suelos ingenieriles (Varnes, 1978). Las características morfológicas observadas en los materiales desplazados, permitió diferenciar desmoronamientos (Figura 102) y deslizamientos en sentido amplio, en general de escaso recorrido.

Los deslizamientos producidos en cortes de caminos fueron impulsados por actividad antrópica, la que incrementó las pendientes y de este modo, se disminuyó la resistencia al corte de los materiales loésicos, situación que favoreció los movimientos gravitacionales.



### 11.5. Pseudo-deslizamientos

La industria minera ha creado, en parte de las zonas, paisajes artificiales (Parsons, 1988), generando entre otros rasgos, depresiones producto de labores extractivas y lomadas consecuencia de la acumulación de parte de los materiales extraídos.

La génesis de estas geoformas es, en general, relativamente fácil de interpretar, cuando la ubicación de las mismas se vincula con zonas de afloramientos de las SPPS y en partes elevadas del paisaje. (A): Pequeña escarpa en el sector de arranque de materiales. (B): Bloques deslizados con pendientes opuestas a la original. (C): Bloque desprendido sin inclinación de la superficie original.

Sin embargo, en algunas situaciones, como las observadas a partir de imágenes de satélite en L10\* y en la ladera de detritos sureste del cerro en el cual se ubica L34 (Zona 2 y Zona 3

**Figura 102:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. Ruta provincial N° 80 en cercanías del Cerro El Sombrerito. Deslizamientos afectando depósitos

respectivamente), el desarrollo de estas geoformas en laderas que bordean cerros modelados en las SPPS, puede en principio resultar problemático.

En dichas laderas, se puede observar una lomada en una zona de deposición de materiales y una depresión en el sector de extracción, similares ambos a una zona de agotamiento y de acumulación en un deslizamiento típico. No obstante, la depresión al igual que la acumulación, suelen en ocasiones no ser paralelas a la dirección de mayor inclinación de la pendiente (*Figura 103*), situación que refleja claramente que la acción de la gravedad no ha sido responsable de la generación de las mismas.

Sin embargo, en otras oportunidades (*Figura 104*) la depresión y la acumulación son paralelas / aproximadamente paralelas a la inclinación de la ladera, pudiendo en estos casos, debido a la similitud de los rasgos creados por actividad humana con aquellos producto de deslizamientos, ser problemática su distinción.

Adicionalmente, en aquellas excavaciones como las representadas en la *Figura 104*, el incremento en la pendiente original de la ladera en el sector de cabeceras de la extracción de materiales, puede contribuir al desarrollo de movimientos en masa localizados. Esto es consecuencia de un aumento en el esfuerzo de corte que se establece en dichos sectores, debido al sobreempinamiento producido (*Summerfield, 1991*).



**Figura 103:** Partido de Tandil, *Zona 3*. A 650 m al E de L34. Corresponde a una imagen de Google Earth (versión libre), del 18/05/2006. (A) y (B): Dos pseudo deslizamientos por actividad minera en la ladera sureste de una lomada modelada en las SPPS.  $37^{\circ} 39' 31''$  S,  $59^{\circ} 04' 56''$  O. La flecha blanca señala la inclinación de la ladera. Las flechas rojas depresiones en zonas de extracción de materiales y las flechas azules lomadas pequeñas por acumulación de los materiales.

Del mismo modo, la acumulación de los materiales, produce una sobrecarga en las laderas, factor que también conduce a un aumento en el esfuerzo de corte (*Summerfield, 1991*).

**Figura 104:** Partido de Benito Juárez, *Zona 2*. L10\*. Corresponde a una imagen de Google Earth (versión libre), del 09/09/2009. Dos pseudos deslizamientos por actividad minera en la ladera de detritos O de un cerro modelado en SPPS.  $37^{\circ} 37' 23''$  S,  $59^{\circ} 19' 49''$  O. La flecha blanca señala la inclinación de la ladera. Las rojas depresiones en zonas de extracción de materiales y las flechas azules lomadas por acumulación de los materiales.

*Particularidades de los deslizamientos en el área*

Clase de interfase del acoplamiento geomórfico	Subclase	Características diagnósticas
(A) Area	—	Cuerpos de deslizamientos muy grandes, que exceden los 100 km <sup>2</sup> y obliteran divisorias de drenaje de orden bajo y reorientan los sistemas de drenaje
(L) Linear	—	Más del 50% de la dirección de desplazamiento de los deslizamientos está orientada en la dirección del sistema de drenaje fluvial
(P), Punta	—	El emplazamiento de los depósitos del deslizamiento es normal a la dirección del canal. Este modo de acople favorece el desarrollo de diques de deslizamiento
(I) Represado	—	Los depósitos de deslizamiento forman cuerpos de agua estancado (fiordos, lagos de planicies de inundación)
(N) Nada	Nh	Los depósitos de los deslizamientos están almacenados en depresiones no vinculados a deslizamientos
	Nv	Los depósitos de deslizamientos están almacenados como rellenos de valles (aluvio en planicies de inundación, terrazas, abanicos, morenas o depósitos de deslizamientos más antiguos)

**12.1. Relaciones entre deslizamientos, en laderas de detritos y frentes escarpados de cerros modelados en las Sedimentitas pre Paleozoico superior y la red de drenaje**

Distintos tipos de acoplamiento e impacto vinculados a deslizamientos (*Figura 105; Figura 106*) fueron establecidos por *Korup (2009)* en Nueva Zelanda. Si bien esta propuesta fue utilizada en el presente estudio, es de mencionar que la hemos adaptado en muchos casos para hacerla aplicable a las zonas de estudio (*Figura 107*). Las razones principales de dicha adaptación en el área de trabajo radican en el desarrollo de cursos de escasas dimensiones y en el desconocimiento de la fecha precisa de generación de gran parte de los deslizamientos.

Un análisis de las relaciones existentes entre deslizamientos producidos en las laderas de detritos (principalmente talud inferior) y FE en cerros modelados en SPPS y el sistema de drenaje, evidencia distintos tipos de acoplamiento e impacto (*Figura 108*).

Clase de interfase del acoplamiento geomórfico	Subclase	Características diagnósticas
(L) Linear	—	La dirección de desplazamiento de los deslizamientos está orientada en la dirección del escurrimiento superficial.
(P) Punta	—	El emplazamiento de los depósitos del deslizamiento es normal a la dirección del canal
(N) Nada	Nh	Los depósitos de los deslizamientos están almacenados en las laderas de detritos como materiales coluviales (almacenaje coluvial)

Clase de impacto geomórfico	Morfología diagnóstica
Regulado	Los deslizamientos no tienen contacto físico directo con el sistema fluvial
Oclusión/control	El canal del río muestra una curvatura coincidente con la forma de la punta del deslizamiento
Bloqueo	Pequeños cuerpos de agua formados por el represamiento de cursos de agua, debido a la acumulación de materiales producto de movimientos en masa
Control	Las formas producto de la acumulación de los materiales movilizados, controlan la dirección de escurrimiento de pequeños cursos en el talud inferior

**Figura 107:** Relaciones de acople e impacto de los deslizamientos con los cursos de agua en las zonas de estudio. Adaptado a partir de la clasificación según *Korup (2003)*.

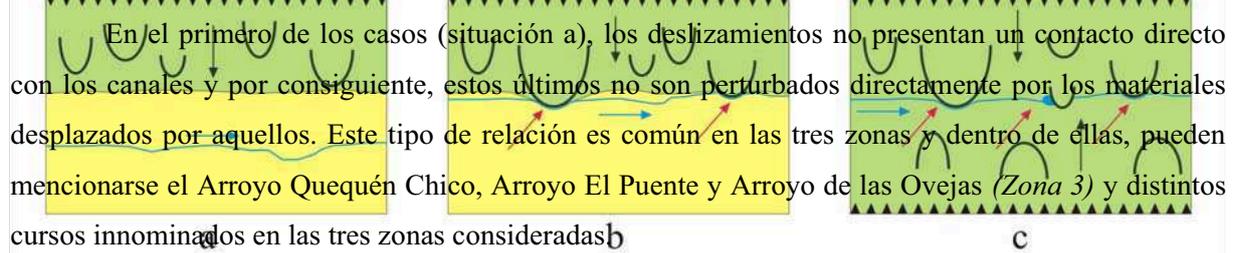
**Figura 105:** Modo de acoplamiento: Las relaciones geométricas entre deslizamientos y el sistema fluvial (Clasificación ALPIN), según *Korup (2003)*.

Clase de impacto geomórfico	Morfología diagnóstica
Regulado	Los deslizamientos no tienen contacto físico directo con el sistema fluvial
Ribereño	Contacto directo con el canal, donde la erosión fluvial domina, controlando el inicio y remoción de los deslizamientos
Oclusión	El deslizamiento desvía el canal del río alrededor de la punta del mismo con influencia corriente arriba y corriente abajo
Bloqueo	Pequeños cuerpos de agua formados por el represamiento de cursos de agua, debido a la acumulación de materiales producto de movimientos en masa
Control	Enterramiento completo de secciones extensas de pisos de valle con drenaje reverso, estanques y diques de deslizamientos

Un análisis de las relaciones existentes entre deslizamientos producidos en las laderas de detritos (principalmente talud inferior) y FE en cerros modelados en las SPPS y el sistema de drenaje, evidencia distintos tipos de acoplamiento e impacto (*Figura 108*).

**Figura 106:** Impacto sobre los sistemas fluviales que resultan del modo de acoplamiento. *Korup (2003)*. Los modos de acoplamiento y tipos de impacto, están asociados íntimamente con la ubicación de los cursos de agua respecto al talud inferior (y FE), habiéndose establecido los modos de acople e

impacto para las siguientes situaciones: a) Cursos de agua excavados en el MEP, alejados de los taludes (inferior) y los FE (principalmente el FE1); b) Cursos de agua labrados en el contacto o cercanías entre el MEP y el talud inferior; c) Cursos de agua desarrollados en el talud inferior.



Las relaciones de los deslizamientos con los cursos de este tipo, corresponderían de acuerdo a la clasificación ALPIN (Korup, 2003) y a la adaptación de la misma a las zonas de estudio, a la clase de interfase de acoplamiento geomórfico (N), subclase Nh. En el caso particular del área de trabajo,

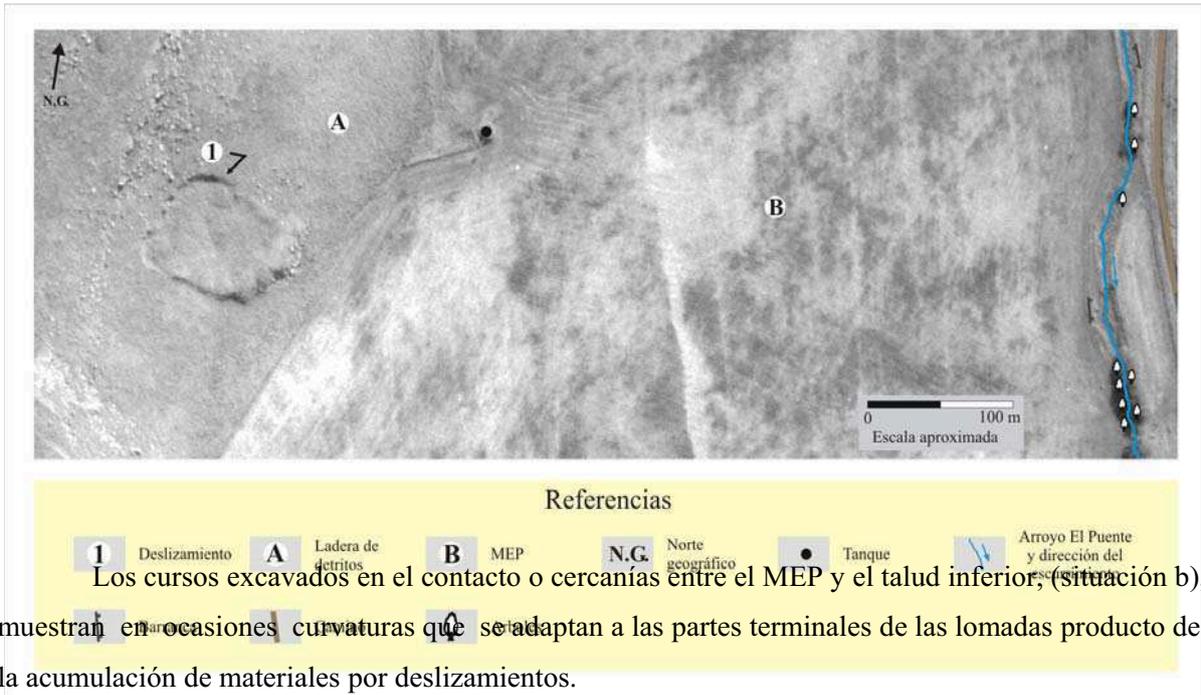
los depósitos producto de la acumulación de materiales por deslizamientos se encuentran almacenados principalmente en el talud inferior como almacenaje coluvial, originando de esta manera un impacto regulado en el sistema de drenaje (Figuras 106, 107).

En estos casos, una parte importante de los deslizamientos muestra una dirección de desplazamiento de los materiales, transversal a la del escurrimiento de los cursos correspondientes a esta situación (Figuras 108a, 109).

0 80 m Escala aproximada

#### REFERENCIAS

	Manto Eólico Periserrano		Curso de agua		Dirección del escurrimiento		Frente escarpado
	Ladera de detritos		Materiales acumulados por deslizamientos		Dirección de desplazamiento de los materiales		Acoplamiento: Nh Impacto: Regulado
	Acoplamiento: (P) Impacto: Oclusión/control		Acoplamiento: P Impacto: Oclusión y bloqueo		Sector de acople e impacto		Cuerpo de agua
	Sin contacto con lomadas		Desvío		Escorrimento en interior de lomadas		Corte de lomada
	Contacto en un costado de la lomada		Acoplamiento: (L) Impacto: Control		Acoplamiento: (L) Impacto: Control		



Los cursos excavados en el contacto o cercanías entre el MEP y el talud inferior, (situación b), muestran en ocasiones curvaturas que se adaptan a las partes terminales de las lomadas producto de la acumulación de materiales por deslizamientos.

**Figura 109:** Debido al desconocimiento de la edad de los deslizamientos y la condición inicial, pueden plantearse dos situaciones al respecto. En primer término, si el curso de agua fuera más viejo que el deslizamiento, las relaciones deslizamiento - curso de agua, se corresponderían con la clase de interfase de acoplamiento geomórfico, indicando éste que el modo de emplazamiento de los depósitos

**Figura 108:** Algunas relaciones entre el escurrimiento superficial y los deslizamientos en las laderas de detritos (principalmente talud inferior) y FE en cerros modelados en SPPS. Las referencias corresponden a la **Figura 107**. Fuente: Elaboración propia.

del deslizamiento es perpendicular a la dirección de escurrimiento del curso de agua. El impacto en estos casos podría haber generado una oclusión, donde los materiales, alrededor de la punta del

deslizamiento habrían desviado el curso de agua, influyendo corriente arriba y abajo del mismo, o también podrían haber provocado un bloqueo total del curso, generando un cuerpo de agua estanco arriba del represamiento, el que posteriormente fue drenado para alcanzar la situación actual.

Sin embargo, si el curso de agua fuera más joven que el deslizamiento, este último habría controlado (impacto = control, *Figura 107*) el desarrollo de dicho curso, debido al ajuste de este último a la terminación de la lomada. En ambos casos el resultado final es un curso que se acomoda al pie de una zona de acumulación de materiales (*Figura 108b*). Una situación de este tipo puede ser observada en **L1** (Cuchilla de Las Aguilas), correspondiente a la *Zona 1*.

Los tramos superiores ubicados en las laderas de detritos de algunos cursos de agua pueden también ser afectados por los materiales de los deslizamientos, generando un acople de tipo (P) y dos tipos de impactos. Uno de ellos corresponde a un bloqueo en el cual se genera un cuerpo de agua por sobre la obstrucción y en el restante se observa un ajuste del curso a la parte terminal de la lomada (*Figura 108c*). En este último caso, en el estado inicial pudo haberse generado una oclusión o un bloqueo, con desarrollo de un cuerpo de agua estanco corriente arriba, el que luego fuera drenado hasta conformar la situación actual (*Figura 108c*). Estos tipos de acople e impacto fueron observados en algunos de los cursos que, ladera abajo continúan su desarrollo en el MEP. Un ejemplo de impacto de bloqueo (*Figura 113*) se observa en **L3** (*Zona 3*) y uno de de oclusión/bloqueo inicial, se registra en **L29** (sector de Sierra La Juanita) en la *Zona 2* (*Figura 114*).

Otros tipos de relaciones muestran muchas de las corrientes de agua que fluyen en el talud inferior y drenan hacia las partes inferiores de los valles dentro del ámbito de dichas laderas (*Figura 108d*), o hacia el MEP (*Figura 108e*). En estos casos, la dirección de desplazamiento de los deslizamientos está orientada en la misma dirección del escurrimiento superficial, generando en muchos casos un acoplamiento de tipo linear (*Figura 107*). Parte de los pequeños cursos de agua, fluyen sin presentar contacto directo con las lomadas producto de deslizamientos. Sin embargo, otros se desvían y en algunos casos fluyen en parte, a lo largo del contacto entre la lomada y los sectores adyacentes y en ocasiones, ciertos cursos se ubican en el interior de lomadas alargadas en la dirección de inclinación de la ladera. Para estos casos el tipo de impacto es control (*Figura 107*).

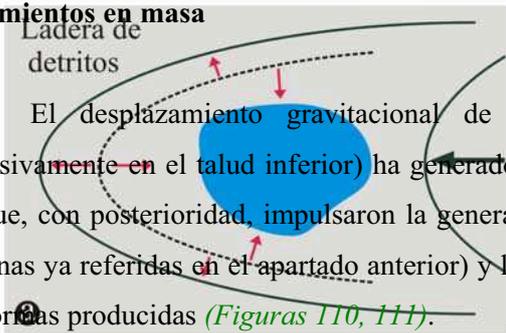
Es de mencionar además, que en ciertas ocasiones, pequeñas corrientes de agua suelen “cortar” a las lomadas referidas.

Las distintas situaciones referidas indican que los deslizamientos, en parte, modifican a los cursos de agua y en parte, son las corrientes las que tienden a alterar las geoformas producto de deslizamientos y además impulsar el desarrollo de nuevos movimientos.

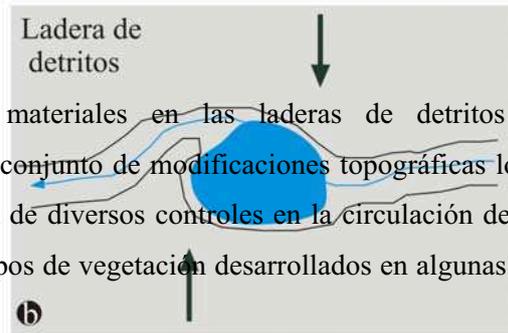
Los bloques caídos desde los FE modelados en las SPPS, en general, no alcanzan los cursos de agua que se ubican en el MEP o en el contacto entre esta y el talud inferior. Sin embargo, pueden eventualmente alcanzar aquellos cursos que se desarrollan en el seno del talud referido, o cursos de agua en las cabeceras de valles angostos.

## 12.2. Modificaciones en las laderas de detritos debido al desplazamiento de materiales por movimientos en masa

El desplazamiento gravitacional de los materiales en las laderas de detritos (casi exclusivamente en el talud inferior) ha generado un conjunto de modificaciones topográficas locales, las que, con posterioridad, impulsaron la generación de diversos controles en la circulación del agua (algunas ya referidas en el apartado anterior) y los tipos de vegetación desarrollados en algunas de las geformas producidas (Figuras 110, 111).



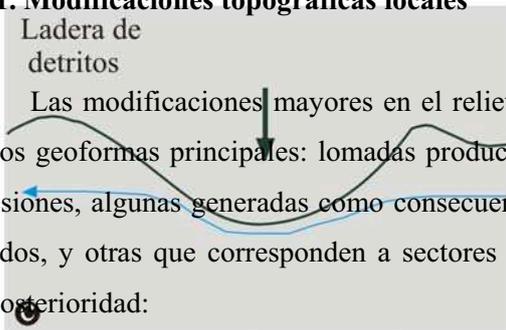
0 4 m  
Escala aproximada



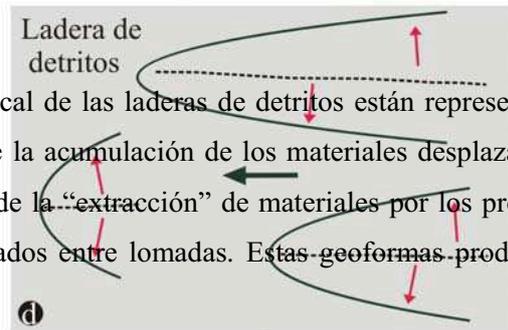
0 1 m  
Escala aproximada

### 12.2.1. Modificaciones topográficas locales

Las modificaciones mayores en el relieve local de las laderas de detritos están representadas por dos geformas principales: lomadas producto de la acumulación de los materiales desplazados y depresiones, algunas generadas como consecuencia de la "extracción" de materiales por los procesos referidos, y otras que corresponden a sectores ubicados entre lomadas. Estas geformas produjeron con posterioridad:

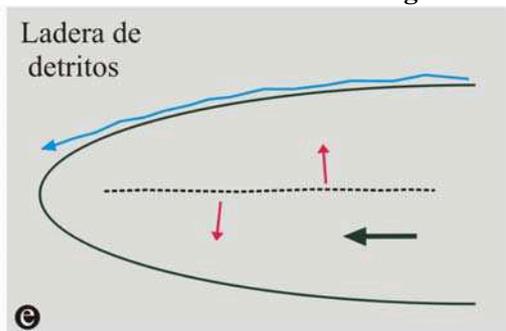


0 10 m  
Escala aproximada

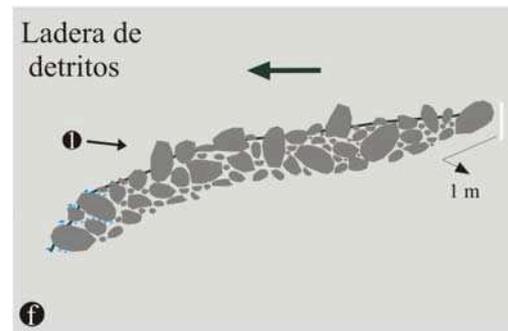


0 5 m  
Escala aproximada

### 12.2.2. Control en la circulación del agua



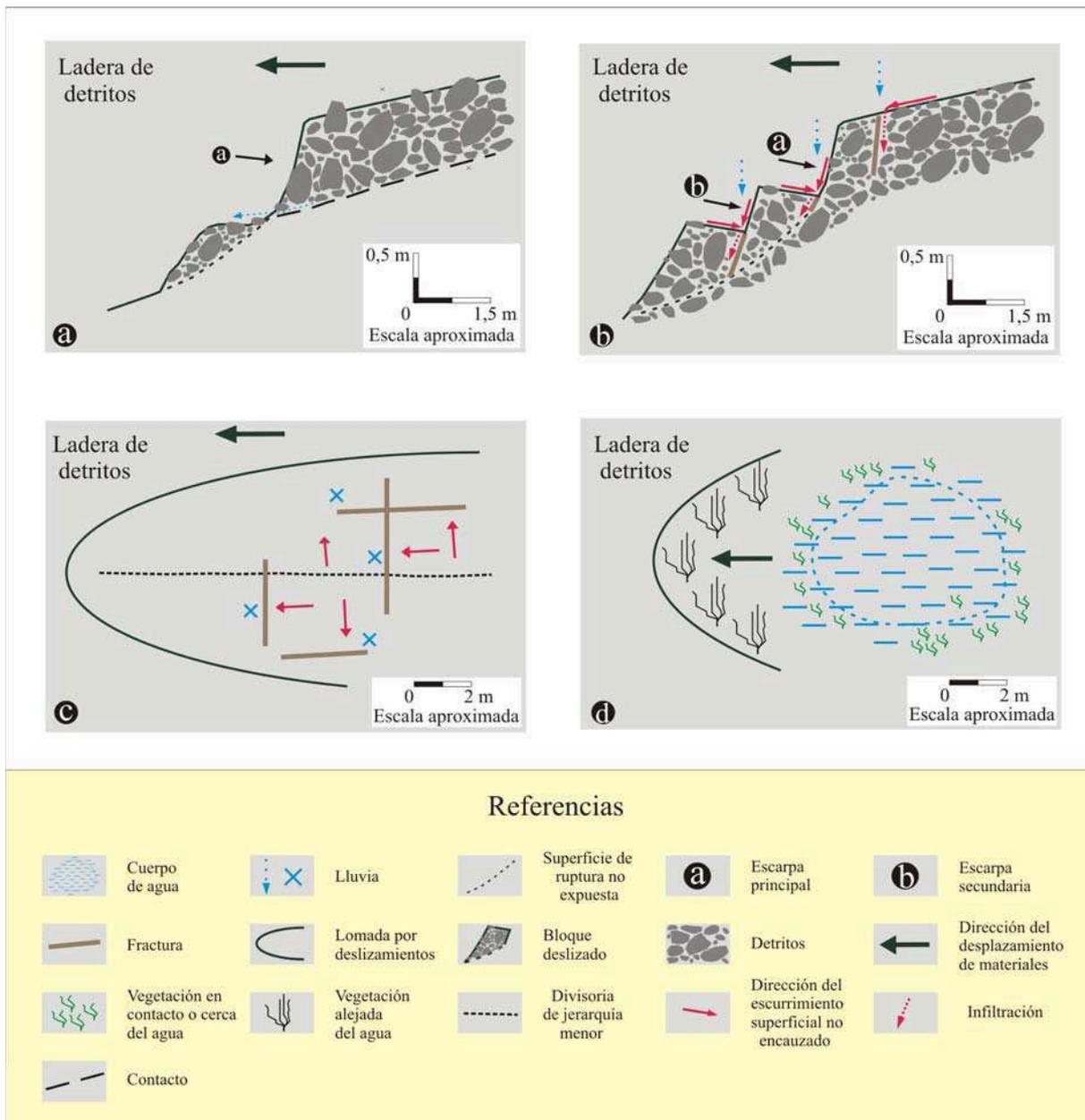
0 4 m  
Escala aproximada



0 5 m  
Escala aproximada

### Referencias

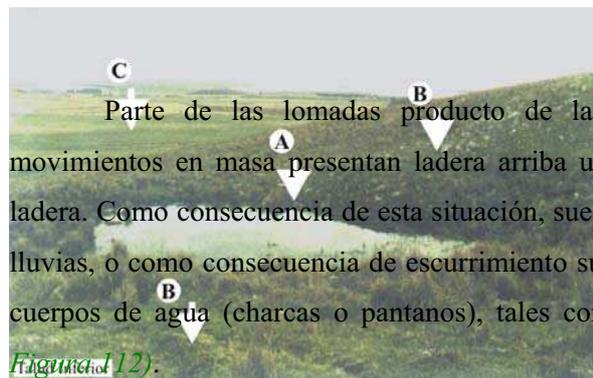
	Cuerpo de agua		Curso de agua y dirección del escurrimiento		Dirección del escurrimiento superficial no encauzado		Lomada por deslizamientos
	Afloramiento de agua		Dirección del desplazamiento de materiales		Divisoria de jerarquía menor		Lomada por deslizamientos
							Detritos



**Figura 110:** Distintos tipos de modificaciones producidas por deslizamientos, en laderas de detritos de cerros modelados en las SPPS. Fuente: Elaboración propia.

El control ejercido en la circulación del agua por las geoformas producto de movimientos en masa se manifiesta a través de: acumulación de agua en las laderas de detritos, represamiento de canales de orden menor, curvaturas en cursos de agua en las partes distales y en las laderas propiamente dichas, generación de divisorias de drenaje de jerarquía menor, escurrimiento superficial localizado del agua, desarrollo de manantiales e infiltración rápida del agua.

#### 12.2.2.1. Acumulación de agua en las laderas



Parte de las lomadas producto de la acumulación de los materiales desplazados por movimientos en masa presentan ladera arriba una inclinación opuesta a la pendiente general de la ladera. Como consecuencia de esta situación, suelen acumularse las aguas directamente a partir de las lluvias, o como consecuencia de escurrimiento superficial no encauzado, generándose de esta manera cuerpos de agua (charcas o pantanos), tales como los observados en L1, L4 y L8 (Figura 110a, Figura 112).



#### 12.2.2.2. Represamientos de canales de orden menor

**Figura 111:** Distintos tipos de modificaciones producidas por deslizamientos, en laderas de detritos de cerros modelados en las SPPS. Fuente: Elaboración propia.

Los materiales movilizados en las laderas de detritos desde las partes elevadas a los sectores distales bajos pueden alcanzar líneas de bajo, a lo largo de las cuales se concentra el escurrimiento superficial.

En cercanías de L3 (Zona 3), los materiales movilizados por los deslizamientos en las laderas referidas han represado un curso innominado de jerarquía menor. El endicamiento generó un pequeño cuerpo de agua de 1 m de profundidad y 4 a 6 m<sup>2</sup> de superficie (Figura 110b, Figura 113).

### 12.2.2.3. Curvaturas en los cursos de agua

En sectores con producción de deslizamientos suelen observarse en ocasiones curvaturas en tramos de los cursos de agua, las que están controladas por el desarrollo de lomadas. Los cursos de agua observados en fotografías aéreas presentan una inflexión que acompaña la forma de la parte terminal o pie de las lomadas producto de la acumulación de materiales. Esta situación puede darse en el piso de un valle, allí donde se ponen en contacto dos laderas de detritos opuestas (*Figuras 110c, 114*), o en las partes distales de las laderas de detritos en contacto con el MEP.

**Figura 112:** Partido de Tandil, Zona 3. L1. (A): Pequeño cuerpo de agua de unos 8 m de largo. (B): Lomadas producto de deslizamientos antiguos, con bloques de cuarcitas en superficie. (C): MEP.

**Figura 113:** Partido de Tandil, Zona 3. L3. (A): Pequeño cuerpo de agua producto del endicamiento de un curso innominado, por materiales movilizados en las laderas. (B): Bloque de cuarcita. Utilice la persona como escala.

### 12.2.2.4. Generación de divisorias de drenaje de jerarquía menor

El desarrollo de lomadas ha generado divisorias de jerarquía menor que controlan localmente el escurrimiento superficial de las aguas (*Figura 110d*). Esta situación provoca que el drenaje superficial, se desplace localmente, desde las partes elevadas de las lomadas hacia las partes bajas, situación que en una escala mayor fuera referido por otros autores (*Bertolini y Pellegrini, 2001*).

#### 12.2.2.5. Escurrimiento superficial localizado del agua

En el contacto entre una lomada producto de la acumulación de materiales por deslizamientos y los sectores adyacentes, suele observarse en ocasiones el desarrollo de pequeños cursos de agua (*Figura 110e*). Esta situación se distingue, en general, cuando el eje mayor de la lomada (o conjunto de lomadas) es paralelo a la dirección de la pendiente de la ladera de detritos. Este tipo de control fue

diferenciado entre otros en **L19, L28 y L30**, correspondientes las dos primeras a la *Zona 2* y la **L30** a la *Zona 3*. Este tipo de control fue diferenciado entre otros en **L19, L28 y L30**, correspondientes las dos primeras a la *Zona 2* y la **L30** a la *Zona 3*. **Figura 114:** Partido de Benito Juárez, *Zona 2*. **L29.** (A): Banco estructural en SPPS. (B): Talud inestable. La línea negra indica el FETI. Las líneas de trazos blancas señalan una zona de arranque de materiales. Las flechas rojas especifican la dirección del desplazamiento de los materiales. Nótese las lomadas (y depresiones) con los ejes mayores normales a la inclinación de la ladera, integrando un relieve escalonado. Costado de las lomadas se muestran en curvatura de un tramo del curso de agua, adaptándose al contorno de las lomadas más distales. La flecha celeste denota la dirección de escurrimiento del curso. Este mecanismo tiende a reforzar la expresión morfológica de las lomadas (*Bertolini y Pellegrini, 2001*).

#### 12.2.2.6. Desarrollo de manantiales

Cuando las condiciones son apropiadas, en los materiales acumulados por los deslizamientos se generan manantiales. Esto fue observado en algunas de las lomadas que presentan ladera arriba de la parte terminal el desarrollo de charcas o bañados. Allí, el agua puede aflorar a través del frente (*Figura 110f*), como fuera reconocido en **L4** (*Zona 3*) o costado de una lomada (**L1**, *Zona 3*), o en la base de la escarpa principal (*Figura 111a*), como se observó en **L7** (*Zona 3*).

#### 12.2.2.7. Infiltración rápida de las aguas

El desarrollo de fracturas producto de deslizamientos favorece la rápida infiltración de las aguas. Esto se produce a partir directamente de las aguas de precipitación, al igual que con las producidas por escurrimiento superficial no encauzado.

Dichas fracturas se observaron en localidades con deslizamientos “recientes” en tres situaciones: a) vinculadas a bloques deslizados, b) en la parte ladera arriba de la escarpa principal (grietas de la corona) y c) en lomadas, producto de la acumulación de materiales por movimientos en masa. En este último caso, se asocian en oportunidades con antiguas lomadas afectadas por reactivaciones de los deslizamientos, es decir la lomada de detritos actúa como “sustrato” afectado por nuevos movimientos que generan fracturas, situación que fuera observada entre otras en **L1**. Otras

veces, como en **L12** son consecuencia directa de esfuerzos tensionales debido a la generación de una nueva lomada por acumulación de los materiales movilizados (*Figuras 111b, 111c*).

### **12.2.3. Control en el tipo de vegetación desarrollada**

Como consecuencia de una mayor disponibilidad de agua localizada debido a la formación de encharcamientos o bañados en la parte posterior de lomadas se desarrolla una vegetación característica y distinta de aquella ubicada en los sectores no perturbados (*Figura 111d*).

### **12.3. Características de los sectores de producción de deslizamientos en las laderas de detritos de cerros modelados en Sedimentitas pre Paleozoico superior**

Un conjunto de características, entre las que se incluyen la constitución litológica, el relieve y la morfología de los cerros, como también la ubicación geográfica de las laderas de detritos, evidencia una marcada relación con los deslizamientos en las zonas consideradas (*Figuras IV, V, VI*).

La constitución litológica de los cerros muestra claramente que la totalidad de las localidades con deslizamientos significativos, en las tres zonas consideradas, se ubican en laderas de detritos (casi exclusivamente en el talud inferior) asociadas a cerros labrados en las SPPS. Deslizamientos de similar magnitud y desarrollo, no fueron diferenciados en el mismo tipo de laderas vinculadas a cerros modelados en secuencias rocosas del basamento cristalino.

En las SPPS, se manifiesta una relación entre el relieve, características del talud inferior asociado y deslizamientos. Considerando esta situación, los cerros configurados en las SPPS presentan, en general, el mayor relieve en el extremo septentrional de cada una de las zonas estudiadas el que va disminuyendo gradualmente hacia el extremo meridional denominado “costa de Claraz” (*Nágera, 1932*) coincidente además con la inclinación del sistema serrano. El talud inferior y los deslizamientos, son más significativos en los cerros de mayor relieve que en aquellos de menor relieve.

Analizando los aspectos morfológicos, pueden observarse distintas situaciones. Una de ellas, muestra que aquellos tramos de cerros con presencia de perfiles topográficos relativamente convexos, asociados o no, a una morfología escalonada y no vinculados a FE, presentan laderas de detritos casi sin presencia de deslizamientos. Al respecto dos deslizamientos (**L13** y **L35**, en la *Zona 3*) relativamente importantes, se asocian a dichas laderas no vinculadas con FE. Por el contrario, los cerros con desarrollo de FE, muestran a partir del pie de los mismos, el desarrollo de un importante talud inferior, donde se han generado la casi totalidad de los deslizamientos de mayor significación.

Del mismo modo, las geoformas con aspecto de anfiteatro constituyen un componente característico de parte de los cerros en las SPPS y talud inferior asociado en las tres zonas consideradas y en una proporción muy importante de estas geoformas se observan deslizamientos. Sin

embargo, en estos anfiteatros, en ocasiones, pueden no desarrollarse deslizamientos significativos. Esto ha sido observado en ciertos sectores, donde dichos rasgos se asocian a un relieve menor, o en laderas de anfiteatros que “miran” al NO. En este último caso, el exiguo número y/o dimensiones menores de las lomadas producto de la acumulación de materiales por movimientos en masa, contrasta notoriamente con las grandes dimensiones de aquellas desarrolladas en las laderas que se orientan al S y SE.

Un análisis más detallado del talud inferior, muestra que, aun en estas geoformas, la distribución de los deslizamientos no es homogénea, considerando la ubicación, morfología y dimensiones. Al respecto, no se observan en general, deslizamientos mayores en el talud inferior elaborado al pie de FE asociados a “salientes” de los cerros.

De la misma manera, no se desarrollan en sectores cercanos al talud inferior con afloramientos de basamento cristalino o cubierto este último, parcialmente por detritos, los que pueden diferenciarse en determinadas ocasiones hacia las partes altas, medias o bajas del talud. Hacia las partes elevadas y al pie de los FE, dichos afloramientos, se reconocen con preferencia en el sector septentrional de las zonas (coincidente con la mayor altura de los cerros), característico del área del Cerro El Sombrerito y Cuchilla de Las Aguilas (*Zona 1*), parte norte de Sierra La Juanita (*Zona 2*) y N del denominado localmente Cerro Largo (*Zona 3*). Hacia las partes medias y bajas del talud mencionado se ubican en muchos sectores del área de estudio.

Con excepciones, la mayor proporción de deslizamientos más significativos se ubica en sectores del talud inferior que “miran” al S y SE, en contraposición a aquellos que lo hacen al N y NO. En general, son los taludes referidos en primer término, los que presentan geoformas de mayores dimensiones y en ocasiones, cantidad de deslizamientos por localidad considerada.

Al respecto, en la *Zona 1*, deslizamientos integrados por lomadas importantes (y depresiones asociadas) se ubican en la falda SE de Cuchilla de las Aguilas y SE del Cerro Gruta de Oro. En esta última, los rasgos pueden diferenciarse a lo largo del talud por trayectos aunque discontinuos, cercanos a los 2 kilómetros. En la ladera SE de Cuchilla de Las Aguilas, se caracterizan por una combinación de lomadas y depresiones asociadas con una altura relativa que suele alcanzar unos 6 m – 7 m, pudiendo desarrollarse a lo largo del talud y discontinuamente por unos 650 metros.

Un conjunto de taludes que presentan direcciones similares de orientación geográfica tienen a su vez semejanza en las características de los deslizamientos. Al respecto, en aquellos taludes que “miran” al N, N-NO y NO en Cuchilla de Las Aguilas, NO en el Cerro Gruta de Oro (*Zona 1*), NO en Sierra la Juanita y Cerro sin nombre (*Zona 2*), las lomadas producto de acumulación de los materiales son de escasas dimensiones. Sin embargo, en el talud N del Cerro sin nombre 2 (*Zona 1*) se observan algunas antiguas lomadas hacia las partes distales bajas en el contacto con el MEP, mientras que en el talud NO y O del Cerro Largo (*Zona 3*), fue reconocida una localidad con deslizamientos importantes. Aun en las formas con aspecto de anfiteatro, donde son tan característicos, los deslizamientos, se

pueden desarrollar en taludes que “miran” hacia distintos cuadrantes, pero cuando en alguno de ellos no se desarrollan, éste corresponde a uno que “mira” hacia el NO.

***Capítulo 13***

***Interpretación de los movimientos en masa “recientes”***

### **13.1. Interpretación de los movimientos en masa “recientes”**

#### **13.1.1. Deslizamientos producidos en Estancia Santa Rosa a fines de agosto – comienzos de septiembre del año 2001**

La mayoría de los deslizamientos “recientes” producidos a fines de agosto - comienzos de septiembre del año 2001, en L1 (Zona 3), exhibieron características morfológicas que permitieron clasificarlos como desmoronamientos (*Thornbury, 1960*), también conocidos como “*slumps*” (*Bloom, 1991; Gutiérrez Elorza, 2008*), deslizamientos rotacionales (*Varnes, 1978; Summerfield, 1991; EPOCH, 1993; Gutiérrez Elorza, 2008*) o desplomes (*Tarbutck y Lutgens, 1999*). Asimismo, en muchos de los sectores observados los deslizamientos rotacionales correspondieron además a deslizamientos rotacionales múltiples (*EPOCH, 1993; Gutiérrez Elorza, 2008*) es decir el desplazamiento de los materiales involucró la generación de más de un bloque de “*slump*” deslizado (*Figuras 34, 35d, 85*).

De acuerdo al tipo de material movilizado se corresponden con deslizamientos rotacionales de derrubios (*EPOCH, 1993*). Se ha señalado que los deslizamientos rotacionales producidos en suelo (regolito, alteritas, depósitos superficiales), tales como los aquí referidos, pueden alcanzar velocidades de hasta  $3 \text{ m s}^{-1}$  (*Gutiérrez Elorza 2008*), cifra que podría establecer un límite máximo de velocidad para los deslizamientos de este tipo en el área.

Considerando la actividad de los deslizamientos, aquellos generados en los sectores de cabeceras, se correspondieron con deslizamientos retrogresivos (WP/WL1, 1993). Este tipo de deslizamientos se caracteriza por un “traslado” ladera arriba de la zona de cabeceras de deslizamientos previos (Figura 38).

Esta interpretación surge de la confrontación de la morfología del sector de cabeceras de antiguos deslizamientos desarrollados en L1 y representados en fotografías aéreas de la década del ochenta con la ubicación de los deslizamientos del año 2001 en la misma localidad. Las zonas de cabeceras ya presentaban el desarrollo de escarpas antiguas y bloques de “slump” asociados (Figuras 1a, 1b).

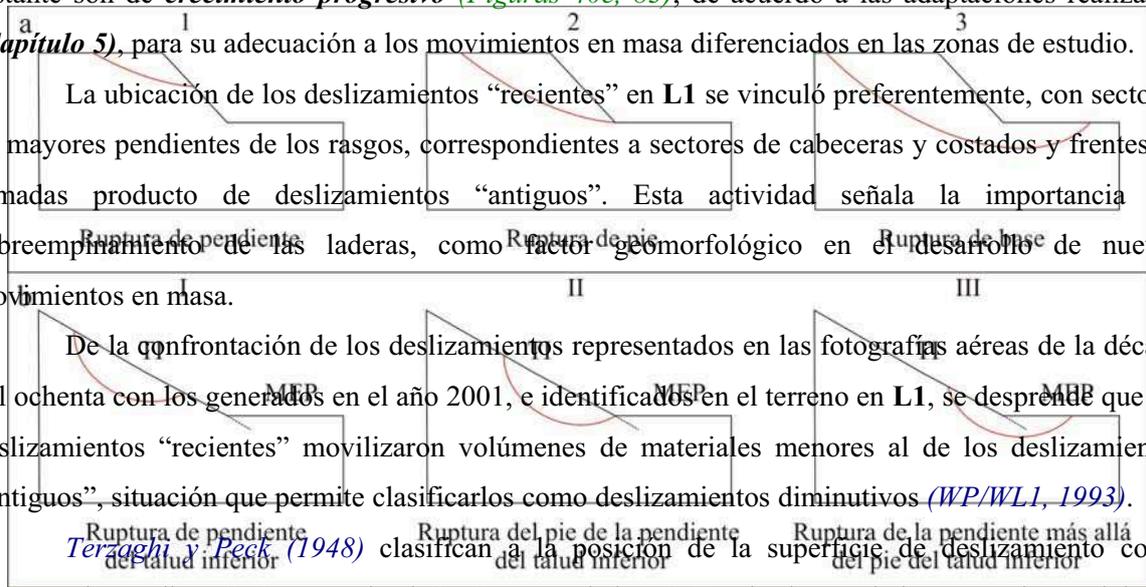
Otros movimientos en masa en L1 afectaron costados y partes terminales de lomadas “antiguas”, movilizándose los materiales una corta distancia a partir de la zona de arranque.

En el caso de la afectación de costados de lomadas, los deslizamientos producidos se corresponden con movimientos localizados de **crecimiento transversal** (Figuras 40d, 83). En el caso restante son de **crecimiento progresivo** (Figuras 40e, 83), de acuerdo a las adaptaciones realizadas (Capítulo 5), para su adecuación a los movimientos en masa diferenciados en las zonas de estudio.

La ubicación de los deslizamientos “recientes” en L1 se vinculó preferentemente, con sectores de mayores pendientes de los rasgos, correspondientes a sectores de cabeceras y costados y frentes de lomadas producto de deslizamientos “antiguos”. Esta actividad señala la importancia del sobreemplazamiento de las laderas, como factor geomorfológico en el desarrollo de nuevos movimientos en masa.

De la confrontación de los deslizamientos representados en las fotografías aéreas de la década del ochenta con los generados en el año 2001, e identificados en el terreno en L1, se desprende que los deslizamientos “recientes” movilizaron volúmenes de materiales menores al de los deslizamientos “antiguos”, situación que permite clasificarlos como deslizamientos diminutivos (WP/WL1, 1993).

Terzaghi y Peck (1948) clasifican a la posición de la superficie de deslizamiento como “ruptura de pendiente”, “ruptura de pie” y “ruptura de base”. En el primero de los casos, las posiciones de las superficies de deslizamiento emergentes se producen en la cara de la ladera; en el segundo caso en el pie de la ladera y en el último caso emergen más allá del pie de la ladera, en aquellos casos en los cuales la superficie del deslizamiento está asentada profundamente (Figura 115a). Nosotros hemos adaptado esta terminología de la clasificación, a las características de los deslizamientos en el área de estudio, relacionando el talud inferior con evidencias de deslizamientos, al MEP (Figura 115b).



1, 2, 3: Terzaghi y Peck (1948) TI: Talud inferior FEP: Manto Eólico Periserrano

En la última de las figuras citadas, se muestran tres tipos de ruptura del talud inferior y la relación con el MEP. En los tres casos el “inicio” de la ruptura se ubica en el talud, sin embargo la “emergencia” de dicha superficie puede ubicarse en el mismo talud (I), en el contacto del mismo con el MEP (II), o más allá del pie del talud inferior (III). En los deslizamientos “recientes” producidos en L1, las superficies de fracturas “emergentes” de los deslizamientos se corresponden en todos los casos con ruptura de pendiente del talud inferior.

PERIODO DE LA ULTIMA ACTIVIDAD	A
<i>Pre-cuaternario</i> (> 2.000.000 años AP)	(> 2.500.000 años AP)
<i>Inferior</i> (780.000 - 2.000.000 años AP)	<i>temprano</i> (780.000 - 2.500.000 años AP)
<i>Pleistoceno</i> - Medio (125.000 - 700.000 años AP)	- medio (125.000 - 780.000 años AP)
- Superior (10.000 - 125.000 años AP)	- tardío (10.000 <sup>14</sup> C años AP - 125.000 años AP)
<i>Holoceno</i>	
- Reciente (3.000 - 10.000 años AP)	(3.000 - 10.000 <sup>14</sup> C años AP)
<i>Holoceno</i> - Histórico antiguo (200 - 3.000 años AP)	
- Histórico reciente (1 - 200 años AP)	
- Reciente	

Las distintas superficies de ruptura producidas por los deslizamientos solamente afectaron materiales detríticos superficiales hasta una profundidad de unos 2 m, correspondiéndose con **deslizamientos superficiales o poco profundos**.

Considerando el acoplamiento con el sistema de drenaje, en particular con el curso de agua desarrollado en el MEP, en las cercanías de la localidad considerada (*Figura VII b*), los deslizamientos no afectaron en forma directa el sistema de drenaje, quedando los materiales movilizados en las laderas de detritos. De acuerdo a *Korup (2003)*, los deslizamientos se corresponden con la clase de interfase de acoplamiento (N), subclase Nh, produciendo una clase de impacto en el sistema fluvial de tipo regulado.

Los deslizamientos “recientes” producidos en zonas de arranque de materiales como asimismo en lomas ambos producto de deslizamientos “antiguos” en L1, dieron lugar a **reactivaciones de deslizamientos en sentido estricto**.

Los deslizamientos identificados en esta localidad, se corresponden, de acuerdo a la propuesta de *Flageollet (1996)*, con deslizamientos históricos recientes, debido a que el período de actividad se ubica entre 1-200 años AP (*Figura 116*).

### 13.1.2. Deslizamientos producidos en fechas cercanas a fines de agosto-comienzos de septiembre del año 2001

Los deslizamientos producidos en **L4**, **L6**, **L7**, **L8**, **L14** y **L21** ubicados en la *Zona 3* se produjeron en zonas de arranque de antiguos deslizamientos representados en fotografías aéreas de la década del ochenta.

Las escarpas allí formadas se “desplazaron” hacia arriba con respecto a las zonas de arranque previas, situación que permite clasificar a los movimientos como retrogresivos (*WP/WL1, 1993*).

Al igual que en **L1**, las características morfológicas de muchos de los bloques deslizados al pie de las escarpas, permitió reconocer que conforman deslizamientos rotacionales, pudiendo ser múltiples en casos e individuales en otros. En algunos muy pocos sectores los bloques deslizados al pie de la escarpa no presentaron inclinación opuesta a la original, integrando en estos casos deslizamientos translacionales, o de bloques no rotacionales (*EPOCH, 1993*), muy localizados y de corto recorrido.

La morfología de los rasgos producidos en **L12** permitió reconocer un sector de arranque de materiales integrado por una escarpa principal y bloques deslizados al pie, conformando deslizamientos rotacionales; ladera abajo, se desarrollaron lomadas con fracturas que permiten clasificar al movimiento como de tipo flujo (*Figuras 59, 60*). Esta combinación de dos tipos de

**Figura 116:** Clasificación de acuerdo al período de la última actividad de los deslizamientos, indica que se correspondería con un deslizamiento de tipo complejo (*Varnés, 1978*). Según *Flageollet (1996)*. (A): Edades según *INQUA (2007)*.

Los movimientos allí desarrollados se corresponderían (para el deslizamiento “reciente” específicamente) con un *deslizamiento de primer término*, o *nuevo*.

La confrontación del *deslizamiento nuevo* (“reciente”) con un deslizamiento (“antiguo”), ubicado topográficamente más abajo en la misma ladera, indica que corresponden al mismo tipo de deslizamiento, pero no comparten ni la zona de acumulación ni la de ruptura, situación que permite clasificarlo como *deslizamiento sucesivo* (Figura 60).

Los deslizamientos más importantes registrados en **L10** (y sólo a la distancia en dos sectores del talud inferior en las cabeceras del Arroyo sin nombre) en el área de Sierra La Juanita (*Zona 2*), se produjeron en zonas de arranque antiguas, formando escarpas que se ubicaron hacia “arriba” de dichas zonas, permitiendo clasificar a los deslizamientos como retrogresivos. Otros deslizamientos en **L10**, afectaron costados de “antiguas” lomadas conformando movimientos localizados de *crecimiento transversal*. Todas las localidades se ubican en sectores de laderas de mayores pendientes, indicando al igual que en la *Zona 3* la importancia del sobreempinamiento en la generación de deslizamientos. En estas localidades, como en la mayoría de los diferenciados en la *Zona 3*, los movimientos generaron deslizamientos disminuidos. Al igual que en **L1** los deslizamientos “recientes” tratados en este apartado, correspondieron a *movimientos superficiales*.

Considerando el acoplamiento con el sistema de drenaje, estos deslizamientos “recientes” (*Zona 2* y *Zona 3*), en la totalidad de las localidades mencionadas, no afectaron (al igual que en **L1**), en forma directa el sistema de drenaje, quedando los materiales movilizados en las laderas de detritos. De acuerdo a *Korup (2003)*, los deslizamientos corresponden a la clase de interfase de acoplamiento (N), subclase Nh, produciendo una clase de impacto en el sistema fluvial de tipo regulado.

Los deslizamientos “recientes” generados en sectores de la *Zona 2* y en las localidades correspondientes a la *Zona 3*, tuvieron lugar en su gran mayoría en zonas de arranque de materiales como también en costados de lomadas generados ambos componentes morfológicos por deslizamientos “antiguos”, dando lugar de esta manera a *reactivaciones de deslizamientos en sentido estricto*.

El nuevo deslizamiento producido en **L12** es catalogado como *reactivación en sentido amplio*, ya que se produjo en un sector de ladera con evidencias de deslizamientos previos.

Al igual que en **L1** los deslizamientos “recientes” producidos en estas localidades, corresponderían a deslizamientos históricos recientes (Figura 116), debido a que el período de actividad se ubicaría entre 1-200 años AP (*Flageollet, 1996*).

### **13.1.3. Probables mecanismos disparadores de los deslizamientos “recientes”**

Las características físicas de los materiales integrantes de las laderas de detritos (principalmente el talud inferior) corresponden a depósitos relativamente sueltos, que conforman un

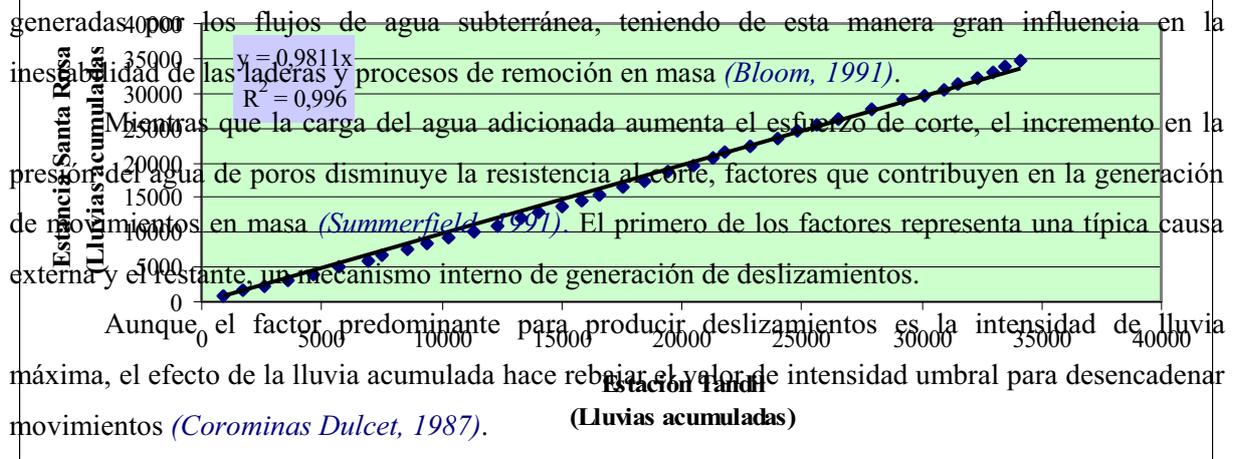
regolito. Éste, a diferencia de las rocas, evidencia cambios importantes en el comportamiento geomecánico debido al agua adicionada.

**Análisis de masas  
(Período 1972-2009)**

La presencia del agua provoca una carga adicional sobre los depósitos y aumenta las presiones generadas por los flujos de agua subterránea, teniendo de esta manera gran influencia en la inestabilidad de las laderas y procesos de remoción en masa (Bloom, 1991).

Mientras que la carga del agua adicionada aumenta el esfuerzo de corte, el incremento en la presión del agua de poros disminuye la resistencia al corte, factores que contribuyen en la generación de movimientos en masa (Summerfield, 1991). El primero de los factores representa una típica causa externa y el restante, un mecanismo interno de generación de deslizamientos.

Aunque el factor predominante para producir deslizamientos es la intensidad de lluvia máxima, el efecto de la lluvia acumulada hace rebajar el valor de intensidad umbral para desencadenar movimientos (Corominas Dulcet, 1987).



**Figura 117:** Gráfico de análisis de masas que muestra la correlación entre el registro de lluvias acumuladas en la Estación Santa Rosa y el registro de precipitaciones en la Estación Tandil. Fuente: Elaboración propia.

El registro de precipitaciones que se muestra en la Tabla 47 corresponde a datos obtenidos con pluviómetro en la Estación Santa Rosa, ubicada a 23 km del mismo pluviómetro. Por otro lado, de LI y el resto de las localidades con deslizamientos “recientes” en esta zona, se localizan dentro de un círculo de 10 km de radio centrado en el pluviómetro. Por su parte, las localidades con deslizamientos “recientes” en el área de Sierra la Juanita, se encuentran a unos 18 km al O del sector de ubicación del pluviómetro. Con el objetivo de verificar la validez de los datos aportados por el propietario de la Estancia Santa Rosa, los mismos fueron confrontados mediante un análisis de masas

con las lluvias para el mismo período de la Estación Tandil. Los resultados obtenidos de dicho análisis evidencian una estrecha correlación, que permiten asignar un grado elevado de confiabilidad a los datos de lluvias de la Estancia Santa Rosa (*Figura 117, Tabla 48*).

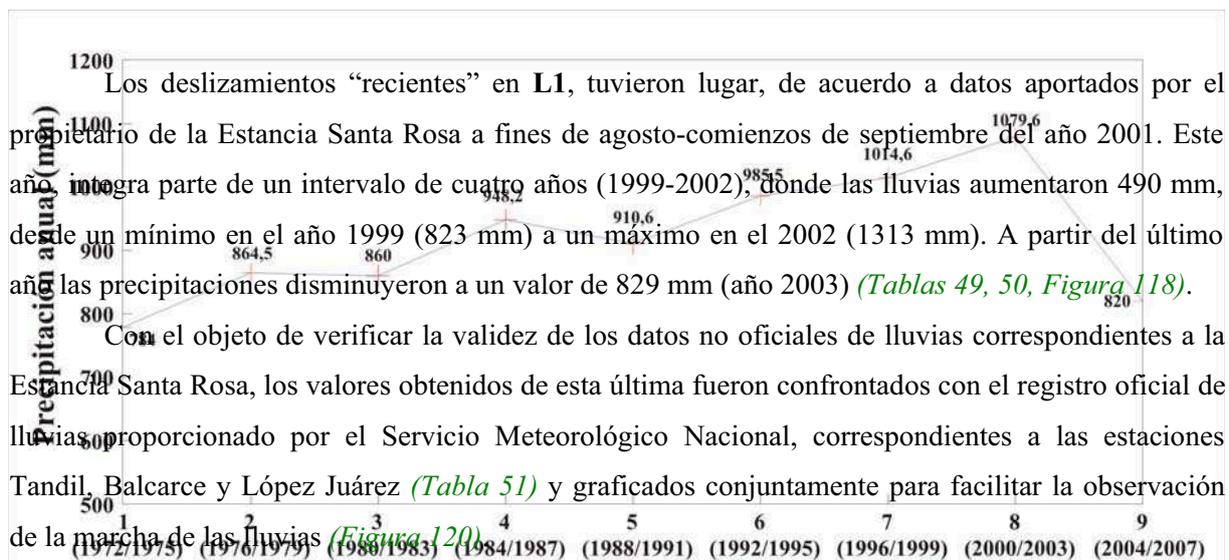
#### FIGURA 118

El registro de Estancia Santa Rosa comprende un intervalo de 38 años (1972-2009) y muestra una forma general de carácter “aserrado” (*Figura 118*). El valor mínimo (601 mm) corresponde al año 1979 y el máximo (1313 mm) al año 2002, con un valor medio de 911,4 milímetros.

Previo al año 1976 y con posterioridad al año 2002, las precipitaciones son menores en todos los casos a los 1000 mm anuales, con una media de 778,4 mm y 810,4 mm, respectivamente. En estos dos extremos, no se observan en general, grandes diferencias entre las precipitaciones registradas en un año con respecto al siguiente o previo. Por el contrario, a partir del año 1976 hasta el año 2002, las precipitaciones superan los 1000 mm anuales en muchos de ellos, con una media de 964 mm. En este intervalo además, se presentan mayores diferencias entre el registro de un año y el siguiente o siguientes en muchos casos. Al respecto, la diferencia entre el año 1979 (601 mm) y el año 1980 (1086 mm) fue de 485 mm y entre el año 1999 (823 mm) y el 2002 (1313 mm) alcanzó los 495 milímetros.

El valor medio para intervalos de cuatro años en el registro de la Estancia Santa Rosa muestra un incremento general desde el intervalo 1 (1972-1975) con 784 mm, al intervalo 8 (2004-2007) con 1079,6 mm y desde aquí un descenso al intervalo 9 (2004-2007), con 820 mm (*Tabla 49, Figura 119*).

Es de mencionar que en la provincia de Buenos Aires a partir de 1970 se advierte un ciclo climático húmedo, caracterizado por un aumento de las lluvias, que ha superado los registros históricos (Kruse y Laurencena, 2005). La confrontación realizada por estos autores entre la lluvia media anual obtenida para el período 1971 – 2004 y la registrada para el período 1941 – 1970, muestra claramente dicho aumento. El incremento en las precipitaciones supera los 150 mm/año en algunos sectores, como en el noroeste de la provincia (Kruse y Laurencena, 2005). La diferencia en la zona de estudio en el promedio anual de las precipitaciones entre los dos períodos es de unos 80 milímetros.

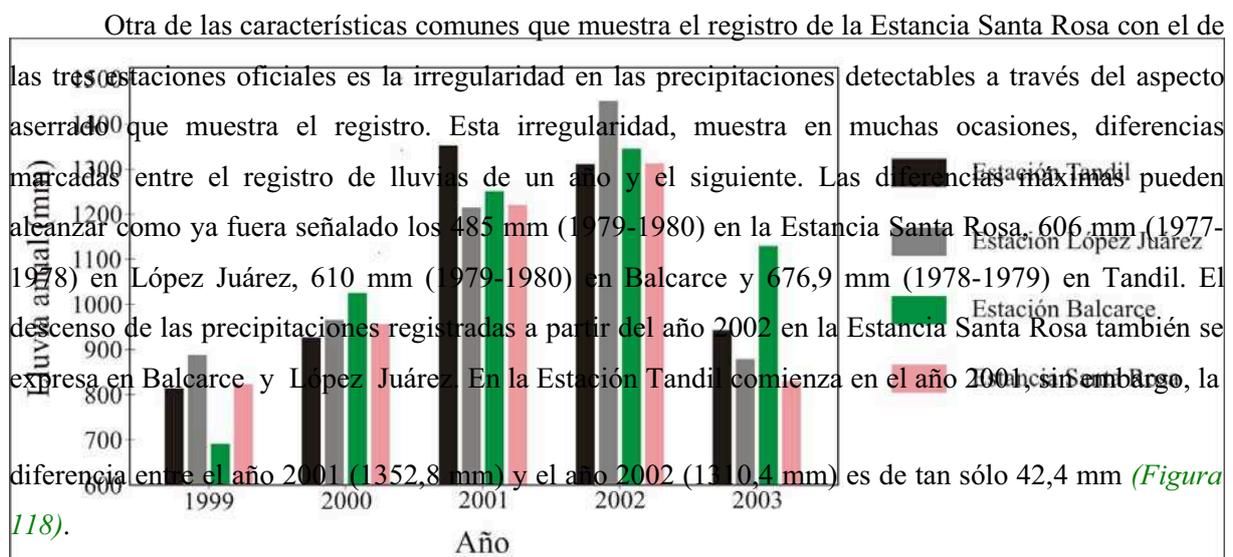


Los deslizamientos “recientes” en L1, tuvieron lugar, de acuerdo a datos aportados por el propietario de la Estancia Santa Rosa a fines de agosto-comienzos de septiembre del año 2001. Este año integra parte de un intervalo de cuatro años (1999-2002), donde las lluvias aumentaron 490 mm, desde un mínimo en el año 1999 (823 mm) a un máximo en el 2002 (1313 mm). A partir del último año las precipitaciones disminuyeron a un valor de 829 mm (año 2003) (Tablas 49, 50, Figura 118).

Con el objeto de verificar la validez de los datos no oficiales de lluvias correspondientes a la Estancia Santa Rosa, los valores obtenidos de esta última fueron confrontados con el registro oficial de lluvias proporcionado por el Servicio Meteorológico Nacional, correspondientes a las estaciones Tandil, Balcarce y López Juárez (Tabla 51) y graficados conjuntamente para facilitar la observación de la marcha de las lluvias (Figura 120).

En las estaciones Balcarce y López Juárez el comportamiento de las lluvias es similar al de la ESR, incrementándose para cada estación, desde el año 1999 hasta alcanzar un pico en el año 2002, luego de lo cual en el año 2003 el registro de precipitaciones utilizadas, fue tomado solamente por el propietario de la Estancia Santa Rosa. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 119:** Media de las lluvias para intervalos de cuatro años correspondientes al Período 1972-2007.



Por su parte, las lluvias de agosto del año 2001 en la Estancia Santa Rosa, que fueron de 159 mm, de los cuales 106 mm llovieron en nueve días (18 al 26) son muy importantes comparadas con las de los años 2000 (42 mm) y 1999 (51 mm) y con la media de agosto para un período de 28 años (1972/1999) que es de 41 mm de acuerdo al registro de dicha estancia. Los 159 mm comparados con esa media representan un incremento en un factor de 3,9. Asimismo, si bien menores, las lluvias del mismo mes del año 2002, también son significativas (Tablas 52, 53).

Los deslizamientos producidos en L1, tuvieron lugar hacia fines de agosto-comienzos de septiembre. Los balances hídricos de las tres estaciones consideradas (Tandil, López Juárez y Balcarce), muestran excesos hídricos en el subsuelo, señalando que corresponderían a meses con condiciones favorables para la desestabilización de los materiales detríticos cuando se dan condiciones adecuadas de precipitaciones.

Aunque se asume que las precipitaciones habrían actuado como mecanismo disparador y de esta manera, vincularse a los movimientos ocurridos en **L1** hacia fines de agosto ~~comienzo~~ <sup>Capítulo 14</sup> de septiembre del 2001, no es posible discernir si es la marcha incrementada de las lluvias en el área o aquellas producidas en la marcha mensual, las responsables de los deslizamientos.

Para los deslizamientos producidos en **L4, L6, L7, L8, L12, L14** y **L21** no se cuenta con datos aportados por habitantes de la zona que indiquen la fecha estimada de formación de los rasgos de deslizamientos “recientes” en dichas localidades como sí ocurriera en **L1**. Por lo tanto no fue posible realizar un análisis detallado de la marcha mensual de los valores elevados de lluvias que se observan en el registro para algunos meses del período 1999-2002, que nos permitan inferir fechas más precisas que las relativas, obtenidas a partir de las características de las geoformas ya consideradas.

Sin embargo las fechas de las observaciones efectuadas en estos deslizamientos: 21/12/02 (**L6, L7, L8**), 01/07/03 (**L12, L14, L21**) y 31/10/03 (**L4**), se ubican próximas al pico máximo de lluvias (Año 2002) en el área de la Estancia Santa Rosa para el período 1999-2003, con las cuales podrían estar igualmente relacionadas (*Tabla 50*).

Asimismo, es de hacer notar que, en laderas de detritos (específicamente talud inferior) ubicadas inmediatamente adyacentes a **L1**, con evidencias de movimientos en masa “antiguos”, no se registraron geoformas producto de deslizamientos “recientes”, indicando una distinta respuesta de los materiales ~~Interpretación de los movimientos en masa “antiguos”~~

## **14.1. Interpretación de los movimientos en masa “antiguos”**

### **14.1.1. Generados en laderas de detritos de cerros modelados en Sedimentitas pre Paleozoico superior**

Los movimientos en masa producidos en las laderas de detritos (casi exclusivamente en el talud inferior) afectaron en todos los casos materiales prácticamente sueltos (regolito o suelo en el sentido de *Summerfield, 1991*), específicamente derrubios (*EPOCH, 1993*) o suelos ingenieriles predominantemente gruesos (*Varnes, 1978*).

De acuerdo a la manera de presentarse, los deslizamientos “antiguos” pueden reconocerse como *individuales* o *conjunto* de deslizamientos. Como fuera referido en el *Capítulo 9*, el deslizamiento representado en **L11** y aquel ubicado en **L2** ambos desarrollados en la *Zona 3*, son ejemplos de deslizamientos *individuales* (*Figuras 76, 80a*). Tan solo a modo de ejemplo, los

deslizamientos ubicados en **L1** (Zona 1, *Figura 72b*), **L54** (Zona 2, *Figura 50*) y **L6** y **L7** (Zona 3, *Figuras 69, 80b*), corresponden al tipo **conjunto** de deslizamientos.

En las tres zonas de estudio el tipo más común de deslizamiento se corresponde con el tipo **conjunto** de deslizamientos. Este tipo de deslizamientos pueden en ocasiones afectar la casi totalidad del ancho (medido transversalmente a la inclinación de la ladera) de un talud, como se observa entre otros, en aquel desarrollado al E del curso sin nombre ubicado en el área de Sierra la Juanita (Zona 2). Sin embargo, es de hacer notar que dichos movimientos en masa pudieron haber comenzado o no, como deslizamientos **individuales**.

Las depresiones asociadas (en muchos de los casos) a las lomadas corresponden a dos morfologías características. Una de ellas se relaciona a zonas de agotamiento, también conocidas como zonas de hundimiento (*Corominas y García Yague, 1997; Ayala, 2000*) o zonas de despegue (*Gutiérrez Elorza, 2008*). La restante, a sectores ubicados entre lomadas adyacentes.

Como fuera referido, de acuerdo a las características de las geoformas desarrolladas por los movimientos en masa “antiguos”, cabría la posibilidad en algunos casos, de diferenciar deslizamientos “viejos” (*Figura 54*) y “muy viejos” (*Figura 55*). No obstante es complicado realizar una generalización de este tipo a la totalidad de los deslizamientos en el área. En parte, es consecuencia de las dificultades que surgen en el establecimiento de límites al grado de variabilidad aceptado para diferenciar unos y otros tipos y además, porque los deslizamientos, podrían corresponder a distintos mecanismos específicos de desarrollo.

Al igual que en los movimientos en masa “recientes”, en algunas localidades como **L1** (Zona 1) y **L14** y **L17** (Zona 3), la parte terminal de algunas lomadas están afectadas por fracturas o deslizamientos más jóvenes (**reactivaciones**), indicando que se ha provocado el desplazamiento hacia “adelante” de los materiales, dando lugar de esta manera a movimientos de tipo **progresivo**.

Las características morfológicas de algunos de los deslizamientos, tales como los identificados en **L2** (*Figura 80*) y **L12** (*Figura 58*) y correspondientes a la Zona 3 permitirían clasificarlos como deslizamientos complejos *Varnes (1978)*. En ambos casos, se diferencian bloques deslizados en la zona de cabeceras, producto de deslizamientos rotacionales (“*slumps*”) y material deformado que se expande más allá de los flancos, hacia las partes bajas del talud. En los dos deslizamientos son evidentes las zonas de agotamiento y acumulación. Las características de estos deslizamientos son muy similares a parte de aquellas descritas como principales componentes morfológicos de un deslizamiento rotacional con flujo (*Varnes, 1958*), representadas en la *Figura 37*.

La morfología escalonada asociada a sectores de cabeceras de los deslizamientos “antiguos” es consecuencia del desarrollo de bloques de detritos (o derrubios) deslizados. Parte de ellos presentan pendientes menores u opuestas a la del terreno original no afectado, correspondiéndose con bloques de “*slump*” o deslizamientos rotacionales. Algunas de estas morfologías permiten observar solamente un bloque (al menos bien definido), al pie de la escarpa y en otros casos, varios de ellos, a partir de la zona de cabeceras. En el primero de los casos se relacionan a deslizamientos rotacionales simples

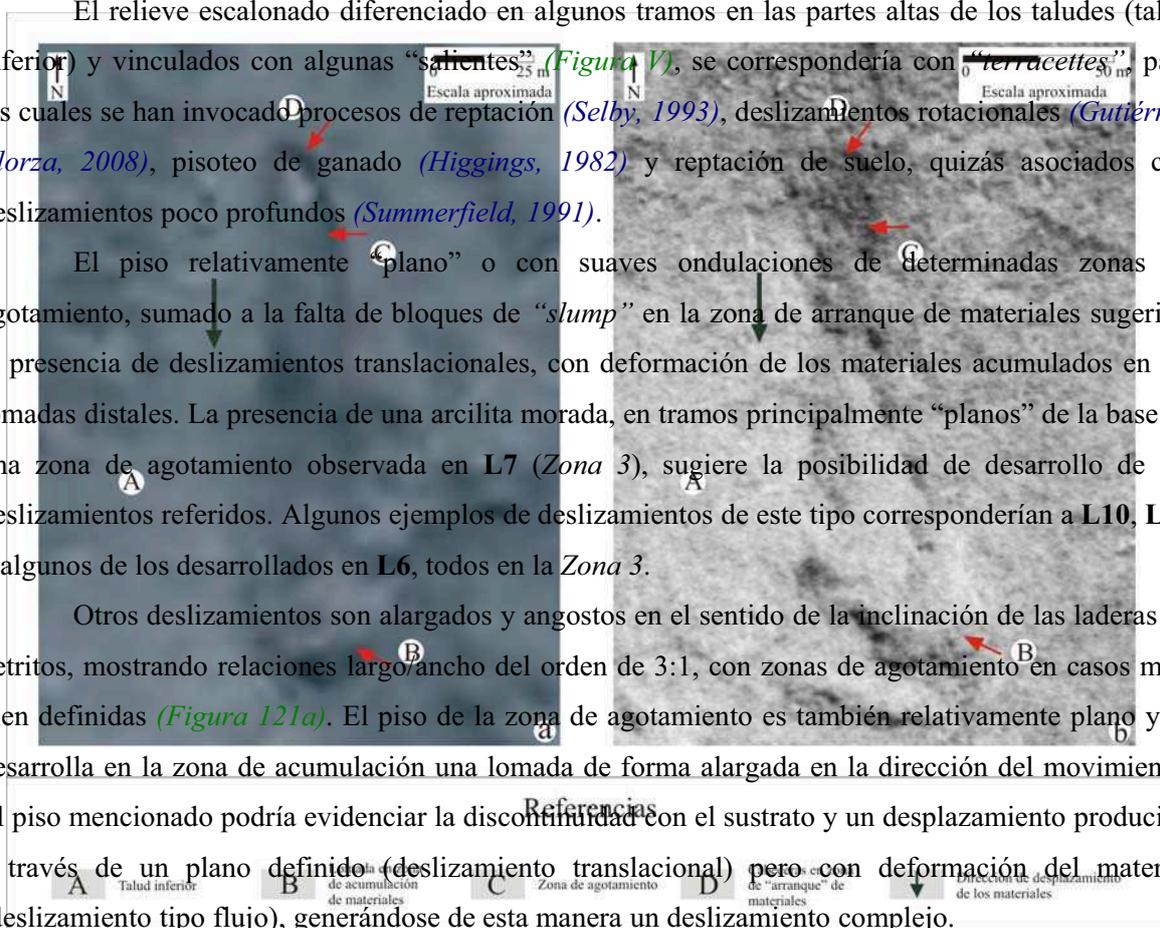
como pudo observarse en sectores de **L12** en la *Zona 1* (*Figura IV*) y en el restante a múltiples como se registra entre otros en **L1**, correspondiente a la *Zona 3* (*Figura VI*).

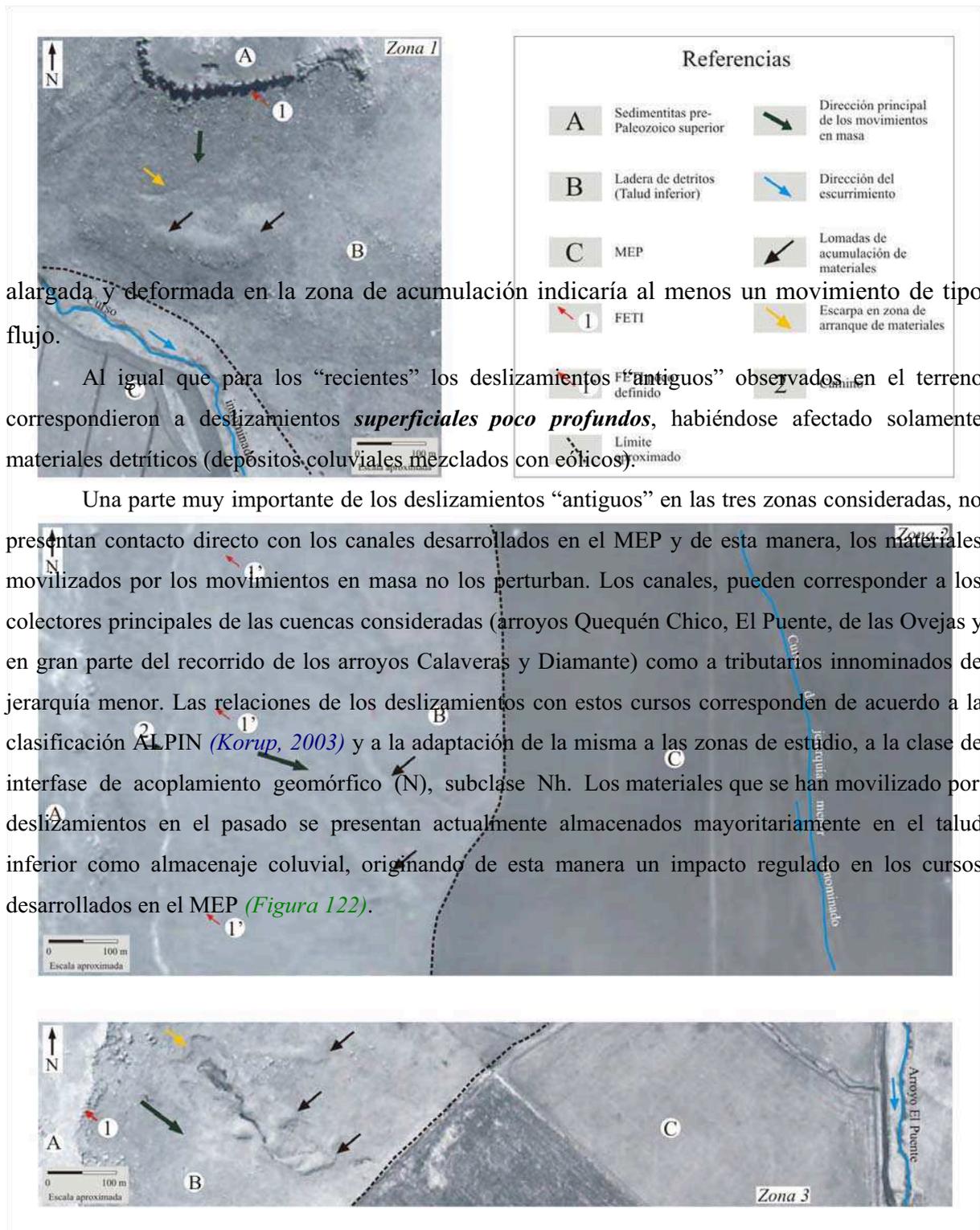
El relieve escalonado diferenciado en algunos tramos en las partes altas de los taludes (talud inferior) y vinculados con algunas “salientes,” (*Figura V*), se correspondería con “terraces,” para las cuales se han invocado procesos de reptación (*Selby, 1993*), deslizamientos rotacionales (*Gutiérrez Elorza, 2008*), pisoteo de ganado (*Higgins, 1982*) y reptación de suelo, quizás asociados con deslizamientos poco profundos (*Summerfield, 1991*).

El piso relativamente “plano” o con suaves ondulaciones de determinadas zonas de agotamiento, sumado a la falta de bloques de “slump” en la zona de arranque de materiales sugeriría la presencia de deslizamientos translacionales, con deformación de los materiales acumulados en las lomadas distales. La presencia de una arcilita morada, en tramos principalmente “planos” de la base de una zona de agotamiento observada en **L7** (*Zona 3*), sugiere la posibilidad de desarrollo de los deslizamientos referidos. Algunos ejemplos de deslizamientos de este tipo corresponderían a **L10**, **L11** y algunos de los desarrollados en **L6**, todos en la *Zona 3*.

Otros deslizamientos son alargados y angostos en el sentido de la inclinación de las laderas de detritos, mostrando relaciones largo/ancho del orden de 3:1, con zonas de agotamiento en casos muy bien definidas (*Figura 121a*). El piso de la zona de agotamiento es también relativamente plano y se desarrolla en la zona de acumulación una lomada de forma alargada en la dirección del movimiento. El piso mencionado podría evidenciar la discontinuidad con el sustrato y un desplazamiento producido a través de un plano definido (deslizamiento translacional) pero con deformación del material (deslizamiento tipo flujo), generándose de esta manera un deslizamiento complejo.

Otras veces los deslizamientos son también elongados y angostos, con el eje mayor paralelo a la inclinación de la ladera de detritos, mostrando relaciones largo/ancho similares a la anteriormente referida (*Figura 121b*). En estos casos, el piso de la zona de agotamiento no se presenta típicamente plano y si bien podría corresponderse con un movimiento similar al anterior, el aspecto de lomada

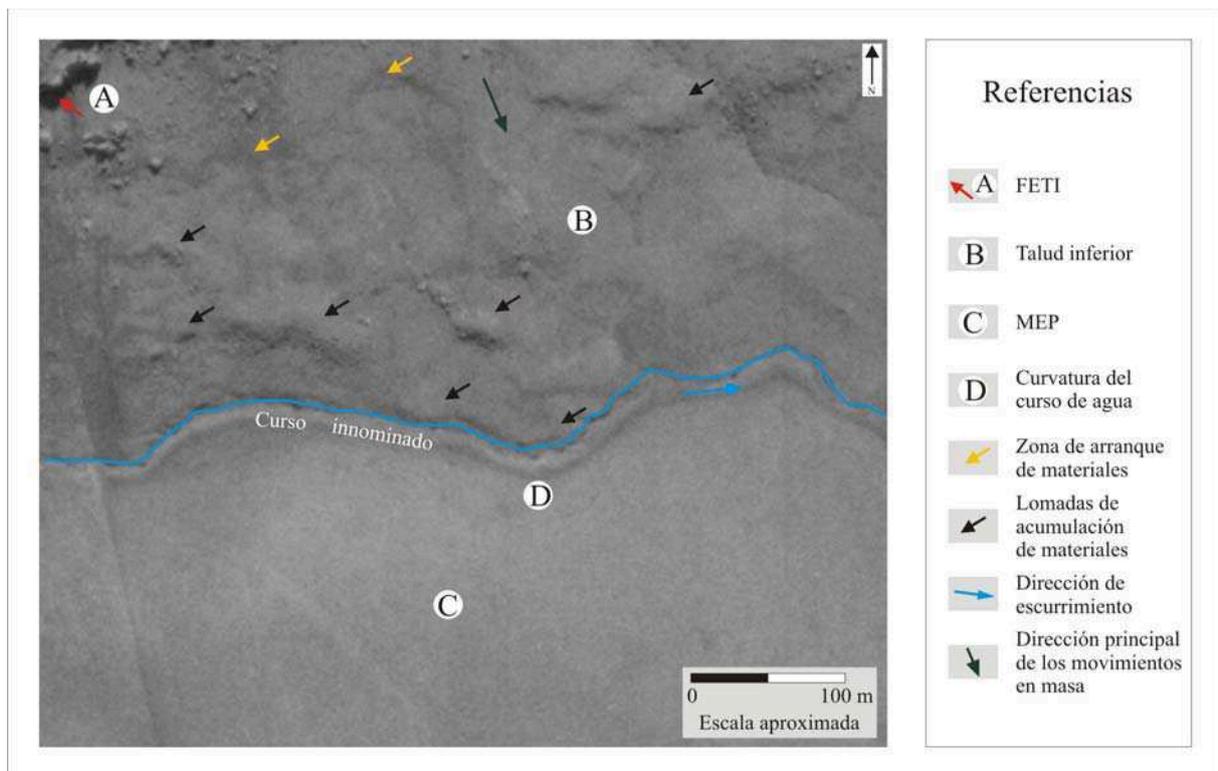




alargada y deformada en la zona de acumulación indicaría al menos un movimiento de tipo flujo.

Al igual que para los “recientes” los deslizamientos “antiguos” observados en el terreno correspondieron a deslizamientos **superficiales poco profundos**, habiéndose afectado solamente materiales detríticos (depósitos coluviales mezclados con eólicos).

Una parte muy importante de los deslizamientos “antiguos” en las tres zonas consideradas, no presentan contacto directo con los canales desarrollados en el MEP y de esta manera, los materiales movilizados por los movimientos en masa no los perturban. Los canales, pueden corresponder a los colectores principales de las cuencas consideradas (arroyos Quequén Chico, El Puente, de las Ovejas y en gran parte del recorrido de los arroyos Calaveras y Diamante) como a tributarios innominados de jerarquía menor. Las relaciones de los deslizamientos con estos cursos corresponden de acuerdo a la clasificación ALPIN (Korup, 2003) y a la adaptación de la misma a las zonas de estudio, a la clase de interfase de acoplamiento geomórfico (N), subclase Nh. Los materiales que se han movilizado por deslizamientos en el pasado se presentan actualmente almacenados mayoritariamente en el talud inferior como almacenaje coluvial, originando de esta manera un impacto regulado en los cursos desarrollados en el MEP (Figura 122).



Por su parte, los tramos de algunos cursos de agua que se desarrollan en el contacto talud inferior / MEP, pueden mostrar curvaturas, ubicadas en las partes terminales de las lomadas producto de acumulación de materiales por movimientos en masa (*Figura 123*). Esto se correspondería a la clase de interfase de acoplamiento geomórfico (P), si el curso de agua fuera más antiguo que el deslizamiento. Sin embargo, si el curso de agua fuera más joven que el deslizamiento, éste habría controlado el desarrollo de aquel.

**Figura 122:** Tres ejemplos de impacto regulado. Los materiales movilizados por los movimientos en masa indicados permanecen almacenados como depósitos coluviales en el talud inferior, sin afectar los cursos de agua que fluyen en el MEP. *Zona 1* (Partido de Benito Juárez, L3), *Zona 2* (Partido de Benito Juárez, L6), *Zona 3* (Partido de Tandil, L10).

El impacto en el primero de los casos podría haber generado una oclusión o también un bloqueo total del curso, con formación de un cuerpo de agua estanco corriente arriba del represamiento, el que luego fuera drenado para alcanzar la situación actual. En el segundo caso el impacto correspondería al tipo denominado control.

Otros tipos de relaciones muestran muchas de las corrientes de agua que fluyen en el talud inferior hacia las partes inferiores de los valles, siempre dentro del ámbito de las laderas de detritos. En muchos casos, se genera un acoplamiento de tipo linear (*Figura 114*), otras veces, parte de los pequeños cursos de agua, fluyen sin contactarse de manera directa con las lomadas. En ocasiones, algunos se desvían y aún otros, fluyen en parte a lo largo del contacto entre la lomada y los sectores adyacentes, finalmente, ciertas corrientes se ubican en el interior de lomadas alargadas en la dirección de inclinación de la ladera (*Figura 124*). Para estos tres últimos casos el tipo de impacto es control.

**Figura 123:** Partido de Benito Juárez, Zona 1. L1. (D): Ajuste del curso a la parte terminal de laderas por ducto adaptación de clasificación de la clasificación propuesta por *Terzaghi y Peck (1948)* a las características de los movimientos en masa en el área, gran parte de los deslizamientos “antiguos” presentan superficies de fracturas “emergentes” correspondientes con ruptura de pendiente del talud inferior. Es decir, no afectan los materiales integrantes del MEP. Esto es evidente principalmente en aquellos deslizamientos ubicados hacia las partes medias a superiores del talud inferior. Sin embargo, esta interpretación no puede hacerse extensiva a la totalidad de los deslizamientos en el área. Esto es debido a que las lomadas que se ubican hacia las partes terminales más bajas del talud inferior (y cuyos pies marcan en muchos casos la finalización del mismo), impiden observar las relaciones de yacencia con los materiales subyacentes.

Como fuera referido con un carácter general, en el *Capítulo 12*, una parte importante de los deslizamientos se ubican en rasgos con aspecto de anfiteatros (“entrantes” de mayor jerarquía) y ésta es una característica manifiesta de parte de los deslizamientos “antiguos” (*Figuras IV, V, VI*). Dichas geofomas presentan laderas concentradoras de las aguas y esta situación pone de manifiesto la importancia de los rasgos de este tipo en el desarrollo de los deslizamientos.

Por el contrario, la casi carencia de deslizamientos significativos en sectores con desarrollo de “salientes” estaría reflejando el carácter desfavorable de las pendientes esparcidoras de agua en la producción de deslizamientos, en contraposición a las concentradoras, como fuera previamente referido.

Los porcentajes elevados de deslizamientos de mayores dimensiones que se registran en la gran mayoría de las laderas orientadas al S, podría estar vinculada a una mayor disponibilidad de humedad (laderas de umbría) en el talud, en contraste a lo observado en muchas de las laderas que se ubican hacia el N (laderas de solana). También se da la misma situación de una mayor proporción de lomadas mayores en las laderas SE, en contraposición a las orientadas hacia el NO, donde predominan lomadas de dimensiones menores. Un predominio de lomadas de mayores dimensiones también se observa en las laderas orientadas al E, mientras que las laderas orientadas al O, tienden a ser más homogéneas en la distribución de dimensiones de las lomadas, siendo más importantes las lomadas mayores en la *Zona 2*. En las laderas orientadas al SO, pueden predominar unas u otras lomadas. Por su parte en aquellas laderas orientadas al NE predominan geoformas de menores dimensiones en la *Zona 1* y *Zona 2*, mientras que en la *Zona 3* lo hacen las de mayores dimensiones (*Tabla 54*).

Es de hacer notar además, que una similar situación contemplaría el desigual desarrollo de deslizamientos en algunos anfiteatros, considerando la orientación de las laderas que los conforman. Ejemplos característicos de estas situaciones pueden observarse en **L1** y **L18** de la *Zona 3* (*Figura VI*). En ambas localidades, los deslizamientos de mayores dimensiones, se ubican en las laderas que “miran” al SE, en contraposición a aquellas que lo hacen al NO.

La carencia de deslizamientos significativos en las laderas de detritos de los cerros modelados en el basamento cristalino del área, en contraposición a los desarrollados en las SPPS, podría estar vinculado a una mayor heterogeneidad del relieve de los afloramientos y de las laderas asociadas del citado basamento. Las características de los materiales integrantes no ha permitido la generación de FE homogéneos y de gran continuidad lateral, a partir de los cuales, se hayan desarrollado taludes de importancia, en los que, luego, se hayan producido deslizamientos. Por el contrario, muchas de las laderas de los cerros en el basamento cristalino, muestran irregularidades producto de afloramientos rocosos de distintas dimensiones, que se asocian a materiales detríticos mezclados con depósitos eólicos. El desarrollo de FE importantes pareciera ser un factor de importancia en la producción de materiales para el desarrollo de taludes y los posteriores deslizamientos. A modo de ejemplo, fuera del área de estudio, en las adyacencias del paraje turístico La Cascada y el Campo de Golf Valle Escondido, en la localidad de Tandil, a partir de un importante FE desarrollado en rocas del basamento cristalino, se ha desarrollado un talud orientado hacia el S, que conserva en parte de la superficie geoformas producto de deslizamientos significativos.

Las diferencias observadas en el desarrollo de deslizamientos importantes en sectores con distintas características de relieve podrían vincularse con el hecho que, aquellos sectores de mayor relieve (en igualdad de otras condiciones), serían también los de mayor producción de

materiales y desarrollo de taludes, situación que traería aparejado la mayor posibilidad de deslizamientos significativos.

Los deslizamientos “viejos”, caracterizados por una expresión morfológica “fresca”, que se observan en las fotografías de la década del sesenta en las tres zonas y contrastan con aquellos agrupados como “muy viejos”, se han desarrollado como es evidente, en momentos previos a la fecha de toma de las fotografías, pero quizás no muy alejadas en el tiempo de la misma. Si esta interpretación es correcta, debido a que muchos de los deslizamientos “viejos” se ubican en taludes con evidencias de deslizamientos que no presentan características “frescas”, la presencia de aquellos estaría indicando *reactivaciones en sentido amplio* en dichos taludes.

Nótese que este mismo criterio fue utilizado en la *Zona 2* con aquellos deslizamientos “antiguos” con morfología “fresca” en la zona de arranque, representados en fotografías aéreas de la década del ochenta. Al recurrir a las fotografías de la década del sesenta, se observó que los mismos no estaban presentes, indicando claramente que se habían desarrollado en el intervalo correspondiente a la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982). De esta manera queda evidenciado que el uso del criterio de carácter “fresco” resultó una herramienta útil como indicador de deslizamientos producidos no muy atrás en el tiempo.

Sin embargo, es de importancia mencionar que el carácter “fresco” producto de un deslizamiento en los sectores de cabeceras, no es indicador de que las lomadas, consecuencia de la acumulación de los materiales movilizados y que yacen talud abajo, correspondan al deslizamiento referido en primer término. Esta situación ha sido claramente confirmada por observaciones realizadas en gran parte de los deslizamientos “recientes” producidos en la *Zona 3* y en algunos de los generados en parte de las localidades, en el intervalo que toma la segunda mitad de la década del sesenta y primera del ochenta en el área de Sierra La Juanita (*Zona 2*). En el primero de los casos la mayor cantidad de deslizamientos afectó la zona de cabeceras de deslizamientos preexistentes (visibles en fotografías aéreas de las décadas del sesenta y ochenta), generándose de esta manera un sector “reciente” en las partes elevadas del talud inferior y un sector “antiguo” hacia las partes ubicadas por debajo. En el ejemplo restante se observaron situaciones similares, con sectores más jóvenes solamente representados en fotografías aéreas de la década del ochenta y sectores más antiguos visibles en fotos de la década del sesenta.

Lo mencionado previamente debe ser tenido en cuenta en aquellos casos en los cuales se están analizando las fotografías aéreas más antiguas de las que se dispone, en las zonas consideradas. Al no poder ser contrastadas las observaciones con imágenes previas, se corre el riesgo de malinterpretar la estimación de la edad de un deslizamiento.

Un conjunto por demás importante de deslizamientos “antiguos” en las tres zonas de estudio, presenta ciertas particularidades, que conducen a pensar en la acción del agua, como un mecanismo disparador importante del desplazamiento de materiales en las laderas de detritos (casi exclusivamente

en el talud inferior). Estas incluyen: 1. Laderas concentradoras de agua, 2. Orientación de los taludes, 3. Forma de las lomadas y desarrollo de escurrimiento por sobre las mismas y 4. Lluvias importantes.

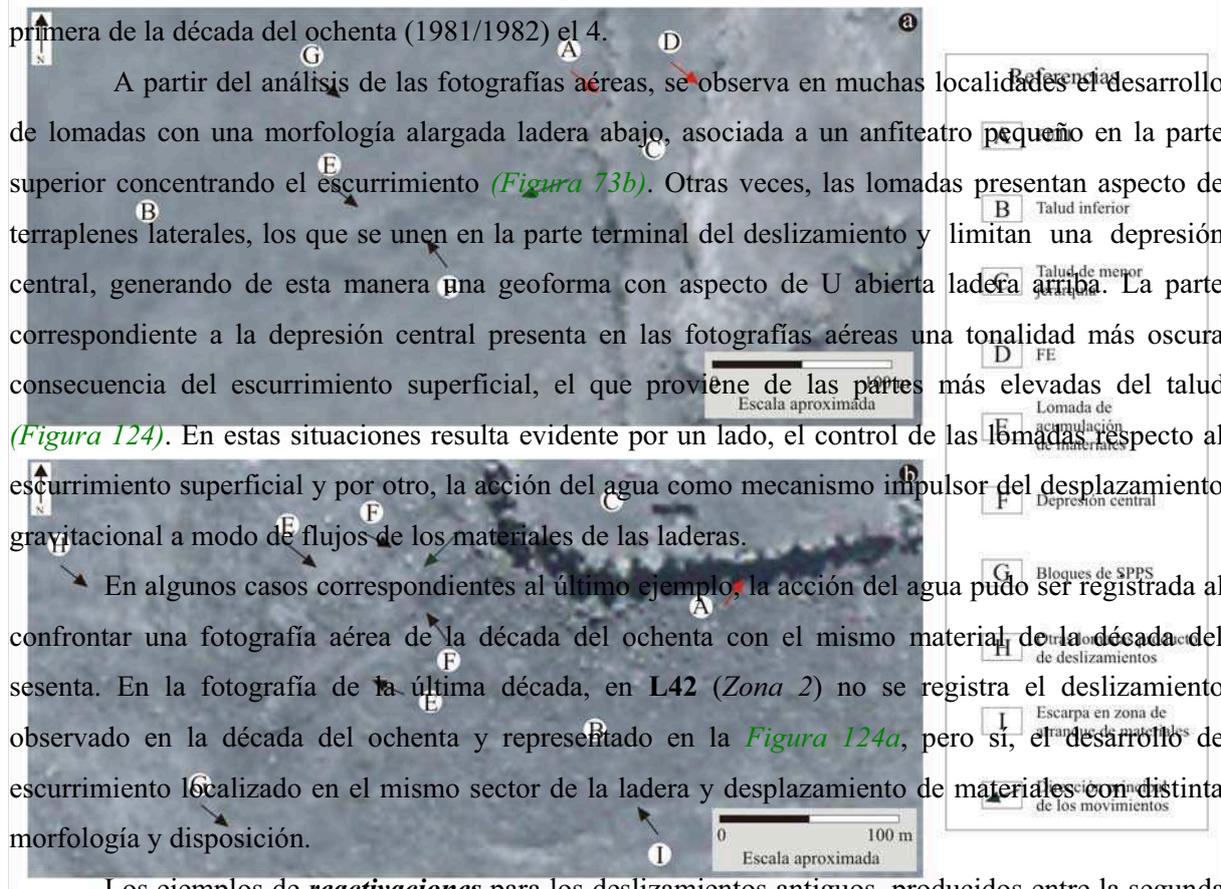
El rol de las laderas concentradoras de agua en los anfiteatros y la orientación de los taludes, ya fue referido anteriormente, e indican la importancia de la concentración y permanencia del agua en la producción de deslizamientos.

A continuación se describe el punto 3 y en el apartado: Probables mecanismos disparadores de los deslizamientos producidos en el intervalo: segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y primera de la década del ochenta (1981/1982) el 4.

A partir del análisis de las fotografías aéreas, se observa en muchas localidades el desarrollo de lomadas con una morfología alargada ladera abajo, asociada a un anfiteatro pequeño en la parte superior concentrando el escurrimiento (Figura 73b). Otras veces, las lomadas presentan aspecto de terraplenes laterales, los que se unen en la parte terminal del deslizamiento y limitan una depresión central, generando de esta manera una geoforma con aspecto de U abierta ladera arriba. La parte correspondiente a la depresión central presenta en las fotografías aéreas una tonalidad más oscura consecuencia del escurrimiento superficial, el que proviene de las partes más elevadas del talud (Figura 124). En estas situaciones resulta evidente por un lado, el control de las lomadas respecto al escurrimiento superficial y por otro, la acción del agua como mecanismo impulsor del desplazamiento gravitacional a modo de flujos de los materiales de las laderas.

En algunos casos correspondientes al último ejemplo, la acción del agua pudo ser registrada al confrontar una fotografía aérea de la década del ochenta con el mismo material de la década del sesenta. En la fotografía de la última década, en L42 (Zona 2) no se registra el deslizamiento observado en la década del ochenta y representado en la Figura 124a, pero sí, el desarrollo de escurrimiento localizado en el mismo sector de la ladera y desplazamiento de materiales con distinta morfología y disposición.

Los ejemplos de **reactivaciones** para los deslizamientos antiguos, producidos entre la segunda mitad de la década del sesenta y la primera de la década del ochenta, que se muestran en la Figura 64, sumado a la presencia de deslizamientos “viejos” que contrastan notoriamente con los “muy viejos”, indicando distintos momentos de desarrollo de los movimientos, evidencian la significación pasada de los deslizamientos en la evolución de las laderas de detritos, que caracterizan principalmente, los cerros modelados en las SPPS del área.



En las zonas de estudio, la confrontación de fotografías y observaciones de campo, denotan el desarrollo de deslizamientos o movimientos *inactivos*; no obstante, podrían ser reactivados por las mismas causas que los originaron constituyendo de esta manera deslizamientos o movimientos *apagados*.

#### **14.1.1.1. Deslizamientos producidos entre la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982)**

Una parte de los deslizamientos reconocidos en la *Zona 2* afectaron antiguas zonas de arranque de materiales, generando escarpas que avanzaron “hacia arriba” con respecto a las zonas referidas, permitiendo clasificar a estos movimientos como retrogresivos (WP/WLI, 1993). Otros deslizamientos modificaron la forma original de distintos sectores de deslizamientos previos.

**Figura 124:** (a): Partido de Benito Juárez, *Zona 2*. L42. (b): Partido de Benito Juárez, *Zona 1*. L3. Dos ejemplos de lomadas alargadas hacia las partes elevadas del talud inferior.

Los deslizamientos producidos en este intervalo y que afectaron zonas de arranque antiguas, como asimismo, distintos sectores de rasgos preexistentes, dieron lugar a *reactivaciones en sentido estricto* del término.

Estos movimientos en masa, al igual que los deslizamientos “recientes” corresponden a deslizamientos históricos recientes (Figura 116), con un período de actividad ubicado entre 1-200 años AP (Flageollet, 1996).

#### **14.1.1.2. Probables mecanismos disparadores de los deslizamientos producidos entre la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982)**

Los deslizamientos diferenciados en las fotografías aéreas de la década del ochenta, pero no representados en las del sesenta, podrían haberse generado durante el año 1980. Este año, en principio, está caracterizado en las tres estaciones consideradas por lluvias que superan los 1000 mm anuales; Balcarce: 1229,6 mm; Tandil: 1150,9 mm y López Juárez: 1035,4 mm, al igual que el registro de la Estancia Santa Rosa: 1086 mm (*Tablas 47, 55*).

En las tres estaciones meteorológicas oficiales, para el período 1966-1981 se presentan en algunos años lluvias anuales similares y, en casos mayores al año 1980, sin embargo este último tiene como característica en común para ellas, valores elevados y distribución concentrada de las lluvias durante el mes de abril, como también importantes lluvias acumuladas previas a dicho mes (*Tabla 55*). Por las cercanías de las localidades con los deslizamientos aquí considerados, merece mencionarse que, las lluvias caídas en el mes de abril del año 1980, de acuerdo al registro de la Estancia Santa Rosa, fueron de 392 milímetros.

Los valores de lluvias para el mes de abril del año 1980 en las estaciones Balcarce (378,7 mm), Tandil (441,8 mm) y López Juárez (254 mm) corresponden a los valores más elevados de lluvias totales registradas en el mes de abril para los períodos 1910-2009 (Balcarce), 1888-2009 (Tandil) y 1911-2009 (López Juárez).

Los valores citados para las estaciones Balcarce y Tandil, también se corresponden con los máximos para la totalidad de los meses en el período referido. Esto no ocurre en la Estación López Juárez, donde se presentan valores mensuales en algunos años, mayores al registrado en el año 1980: 1912 (265 mm - febrero), 1925 (291 mm - febrero), 1939 (257 - octubre) y 1985 (257,1 mm - noviembre).

La distribución de las lluvias en las tres estaciones oficiales evidencia una marcada concentración de días con lluvias en la segunda mitad del mes, correspondiéndose con los intervalos: 21-30 para Balcarce, 20-29 para Tandil y 22-30 para López Juárez. En Balcarce llovieron 262,1 mm en 10 días, es decir casi el 70% de la lluvia del mes de abril. En Tandil llovió 335,6 mm (75,96% del registro mensual) en el mismo intervalo. Por su parte, en López Juárez llovieron desde el 22 al 30 del mes referido 175 mm (aproximadamente el 69% de la lluvia mensual) (*Tabla 56*).

Con respecto a las lluvias acumuladas previas (enero, febrero y marzo) al mes de abril, en Balcarce la sumatoria es de 355,3 mm, que sumado al del mes de abril da un valor de 734 mm en cuatro meses, cifra que representa casi el 60% de la lluvia anual. En Tandil, los valores determinan un acumulado previo de 236,8 mm, el que, sumado a la lluvia del mes de abril proporcionan 678,6 mm, valor que representa 58,96% de la lluvia anual. En López Juárez, los meses previos totalizan un valor de 388 mm; este, sumado al del mes de abril considerado, otorga una cifra de 642 mm, que representa un 62% de la lluvia anual (*Tabla 55*).

En otras regiones de Tandilia, las elevadas precipitaciones también han sido interpretadas como responsables de la generación de movimientos en masa, al menos localizados. Al respecto, la reactivación de un deslizamiento en la vertiente este de la Sierra La Brava fue atribuido a

precipitaciones inusuales (registro de la Estación Mar del Plata), que tuvieron lugar el mes de abril del año 1998. En la semana del 11-15 de dicho mes llovieron 183 mm, con un valor de 138 mm el día 13 (*Martínez, 2001*).

Por su parte, si las interpretaciones de las fechas de generación de los deslizamientos en el área de Sierra La Juanita y en Sierra La Brava fueran correctas, en ambas áreas los balances hídricos de dos de las tres estaciones meteorológicas utilizadas (Tandil y Balcarce), muestran ya a partir del mes de mayo, excesos hídricos en el subsuelo (*Tablas 26, 28*) y a partir del mes de junio una situación similar para López Juárez (*Tabla 27*), señalando que, al igual que lo referido para **L1** en la Estancia Santa Rosa (*Zona 3*), se corresponderían con condiciones favorables para la desestabilización de los materiales integrantes de las laderas de detritos cuando se dan condiciones adecuadas de precipitaciones.

Si la interpretación de la relación existente entre la generación de los deslizamientos y las precipitaciones que tuvieron lugar durante el mes de abril de 1980, es la correcta, los movimientos serían, al menos en parte, coincidentes con las inundaciones generadas en la cuenca del Río Salado.

#### **14.1.2. Deslizamientos en frentes escarpados en Sedimentitas pre Paleozoico superior**

Las características geomorfológicas y estructurales de los FE modelados en las SPPS permiten señalar que los movimientos en masa que allí se han generado corresponden principalmente a dos tipos específicos: caídas y vuelcos. Sin embargo, en sectores muy localizados, la inclinación de superficies de fractura hacia “afuera” que cortan el FETI por sobre la superficie del terreno podrían generar la combinación de deslizamientos de rocas asociados luego a caídas produciéndose de esta manera deslizamientos complejos (*Varnes, 1978; WP/WLI, 1993*).

Estos FE se corresponden con laderas de alta cohesión en el sentido de *Strahler (1950)*; sin embargo, las características morfológicas (pendientes pronunciadas, en muchas ocasiones extraplomadas) y estructurales (superficies de estratificación y fracturas en distintas posiciones) han favorecido los movimientos gravitacionales de los tipos mencionados.

Las laderas extraplomadas allí desarrolladas, coincidentes en general con superficies de estratificación (*Figura 11*), son propicias para producir caídas en sentido estricto del término.

Por su parte, el desarrollo en ocasiones importante de fracturas, de fuerte inclinación a verticales, aproximadamente paralelas a los FE, impulsan la generación de vuelcos. Esto es debido en algunos casos a la ampliación de superficies de fractura verticales a subverticales que separan grandes bloques rocosos, combinada con la de superficies de discontinuidad de posición aproximadamente horizontal a subhorizontal que se ubican por debajo de la superficie en la parte media o inferior de las secuencias. La ampliación es consecuencia de procesos de meteorización y posterior lavado de los materiales producidos.

El vuelco se produce en general hacia “afuera” del FE, acumulándose los materiales al pie de los mismos. Sin embargo, en ocasiones se han registrado inclinaciones hacia “adentro” de dicho frente (*Figura 26*).

Las caídas corresponden específicamente a caídas de rocas (*Varnes, 1978*). Se ha señalado que la velocidad de las caídas de rocas en particular, es extremadamente rápida (*Summerfield, 1991*) a rápida o extremadamente rápida, exceptuando aquellos casos en los cuales la masa desplazada sufre socavamiento o incisión y el desprendimiento o caída es precedido por deslizamientos o vuelcos que separan el material desplazado de la masa intacta (*Cruden y Varnes, 1996*).

Considerando las características de los materiales involucrados y de acuerdo a los distintos tipos de vuelcos diferenciados por *Cruden y Varnes (1996)*: vuelcos por flexión, de bloques, en chevron y vuelcos de bloques flexionados, aquellos producidos en los FE corresponden en sentido estricto a vuelcos de rocas.

Los materiales acumulados al pie de los FE, o en sus cercanías, son posteriormente movilizadas por otros movimientos en masa, incluyendo reptación de roca y otros tipos de deslizamientos.

En general (salvo excepciones), las dimensiones mayores de los grandes bloques al pie del FETI no se observan en las partes medias a distales de los taludes, indicando que al menos en parte, procesos de meteorización estarían involucrados durante la movilización hacia las partes terminales.

Grandes bloques suelen observarse en las partes frontales de lomadas producto de antiguos movimientos en masa, ubicadas hacia sectores distales del talud inferior, indicando que en estos casos son producto de la movilización de, por lo menos, un deslizamiento.

De acuerdo a la clasificación ALPIN (*Korup, 2003*) (*Figura 105*), la casi totalidad de los deslizamientos producidos en los FE modelados en las SPPS corresponden a la clase de interfase de acoplamiento geomórfico (N), subclase Nh. Es decir, los depósitos de los deslizamientos están en las laderas de detritos como almacenaje coluvial, desacoplados geomórficamente de los cursos de agua en el MEP y en el contacto de esta con el talud inferior.

Sin embargo, en aquellos cursos pequeños que se ubican en sectores de valles estrechos, limitados por taludes en ambas laderas, como algunos de los desarrollados en el sector norte del Cerro Gruta de Oro y en cercanías de **L26** en el Cerro sin nombre 2, ambos desarrollados en la *Zona I (Figura IV)*, los materiales de los FE, pueden eventualmente alcanzar los cauces.

De la misma manera que los FE, los remanentes de erosión de SPPS, diferenciados en algunos sectores de los taludes desarrollados al pie de estas secuencias rocosas, están sometidos también a procesos de caídas y vuelcos.

En igualdad de características estructurales de las secuencias rocosas de las SPPS, la posibilidad de producirse caídas desde los FE sería más favorable en aquellos frentes de mayor altura, que en los de menor altura.

### 14.1.3. Retiro de los frentes escarpados

Los FE han estado y están sujetos a un retroceso progresivo y, por extensión, los sistemas serranos en esos sectores. Esta erosión retrocedente se produciría principalmente a través de un proceso de evolución de pendientes denominado retiro paralelo (*King, 1957b; 1962*). Allí, los procesos gravitacionales serían los más significativos, específicamente, caídas y vuelcos.

El retroceso de los FE está claramente influenciado por las características estructurales de las secuencias rocosas de las SPPS. Éstas, como fuera previamente mencionado, presentan sistemas de fracturas y planos de estratificación que favorecerían el desarrollo de los procesos de deslizamientos previamente referidos (*Figura 23*).

Los FE y principalmente el FETI son irregulares en el sentido de que presentan inflexiones a lo largo del mismo, situación que genera “entrantes” y “salientes” muy características como fuera referido en el *Capítulo 4*. Las “entrantes” y “salientes” corresponden a morfologías que indicarían mayores y menores velocidades de retroceso respectivamente, reflejando una mayor y menor erodabilidad (*Summerfield, 1991*), es decir una mayor y menor susceptibilidad respectivamente, a los procesos erosivos.

En muchos tramos, a lo largo del FETI, puede observarse que cuando éste retrocede más que los sectores adyacentes, tal como se observa en los anfiteatros (“entrantes” de Tipo A), también lo hace el FE más importante que se ubica por sobre aquel; inclusive, se dan condiciones en las cuales éste último ha sido erosionado totalmente, generándose en estos casos una plataforma o banco, que une dos FETI en posiciones opuestas de una lomada (*Figuras IV, V, VI*).

En distintos sectores de las tres zonas, el FE (de mayor importancia dentro de aquellos de menor jerarquía) que se desarrolla topográficamente por arriba del FETI, se encuentra ubicado más “hacia adentro” del cuerpo serrano. La distancia entre ambos frentes para las tres zonas es variable entre unos 70 m a 150 metros. En muchas de las salientes la distancia es mayor pudiendo alcanzar longitudes cercanas a los 500 – 600 m en casos extremos, generándose en estas situaciones también relativamente extensas plataformas. Cabría la posibilidad de que el distanciamiento entre los dos FE fuera al menos, el resultado de dos situaciones.

Asumiendo que los dos FE hayan sido el resultado de la acción retrocedente a partir de un único frente primitivo, la separación entre ambos que se observa en la actualidad, se debería a la distinta velocidad de retroceso de los mismos, más rápidamente en el ubicado por arriba y más lentamente en el FETI. Que los FE tengan distinta velocidad de retroceso no resultaría extraño ya que existen evidencias (considerando por ejemplo el FETI), que indican que esta situación se ha producido. Tal situación está ejemplificada de manera manifiesta y principalmente por el desarrollo de “entrantes” mayores (anfiteatros), que constituyen rasgos que se “introducen” en el interior del cuerpo serrano, en contraposición a sus extremos.

Otra respuesta podría darse si antiguos niveles de base se hubieran establecido en la plataforma o cercanías que integran el techo del actual FETI, la parte por sobre éste, hubiera comenzado a retroceder más tempranamente que el último, situación que conduciría a generar un distanciamiento entre ambos. Con posterioridad, a medida que el nivel de base fuera descendiendo, habría posibilidad de generar el retroceso del FE ubicado por debajo (actual FETI) del formado tempranamente, el que continuaría evolucionando.

Los deslizamientos (caídas y vuelcos) constituirían un proceso importante durante la mayor parte del retroceso de los FE y por extensión de los sistemas serranos en las secuencias de las SPPS. Sin embargo, hay evidencias en distintos tramos localizados de dichos frentes, de que aquellos no serían en la actualidad los procesos impulsores de la erosión retrocedente a la cual están sometidos los frentes de los cerros.

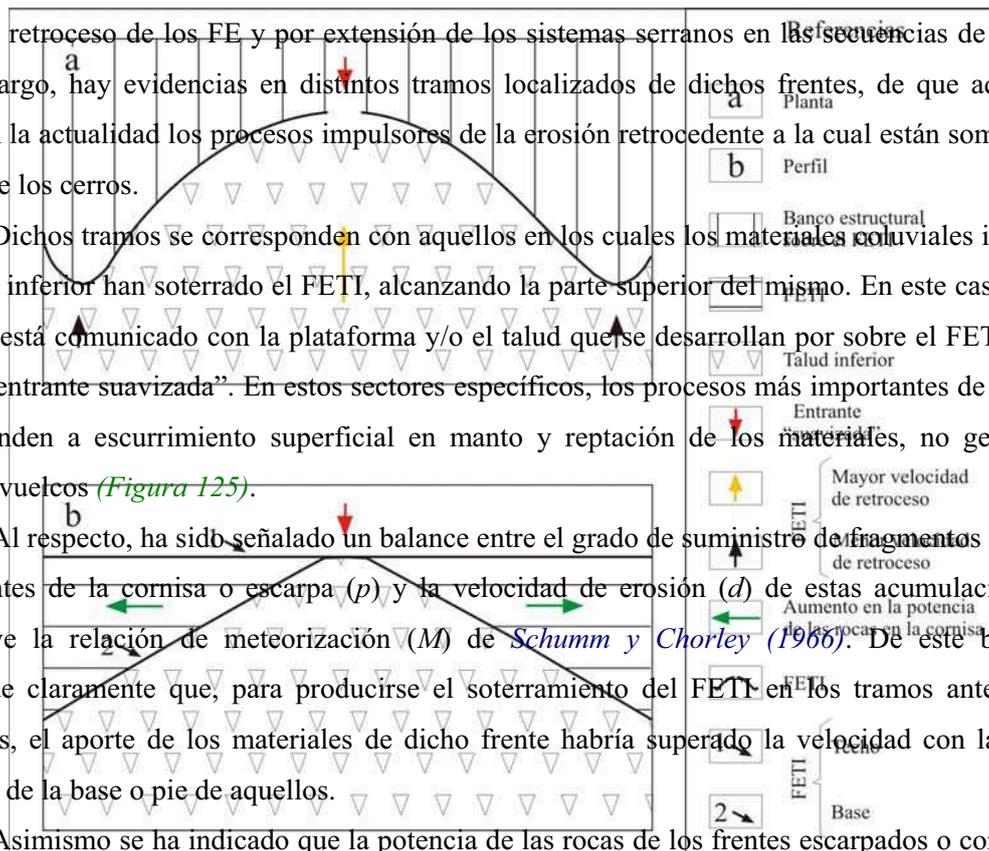
Dichos tramos se corresponden con aquellos en los cuales los materiales coluviales integrantes del talud inferior han soterrado el FETI, alcanzando la parte superior del mismo. En este caso, el talud inferior, está comunicado con la plataforma y/o el talud que se desarrollan por sobre el FETI a través de una “entrante suavizada”. En estos sectores específicos, los procesos más importantes de transporte corresponden a escurrimiento superficial en manto y reptación de los materiales, no generándose caídas y vuelcos (Figura 125).

Al respecto, ha sido señalado un balance entre el grado de suministro de fragmentos a la ladera procedentes de la cornisa o escarpa ( $p$ ) y la velocidad de erosión ( $d$ ) de estas acumulaciones, que constituye la relación de meteorización ( $M$ ) de Schumm y Chorley (1966). De este balance se desprende claramente que, para producirse el soterramiento del FETI en los tramos anteriormente señalados, el aporte de los materiales de dicho frente habría superado la velocidad con la cual son retirados de la base o pie de aquellos.

Asimismo se ha indicado que la potencia de las rocas de los frentes escarpados o cornisas está en razón inversa con la velocidad de retroceso (Schumm y Chorley, 1966; Schmidt, 1987, 1989). Es decir, son menos potentes allí donde la erosión retrocedente es mayor y viceversa.

Al respecto, esta situación se ha reconocido en distintos tramos del FETI, en sectores de anfiteatros, entrantes “suavizadas” y salientes. En estos casos muchas de las salientes presentan una mayor altura del FETI que los sectores donde se generan las entrantes “suavizadas”, indicando que esta razón inversa se cumpliría en términos generales, en estas situaciones (Figura 125).

Situaciones similares se observan en FE que se ubican topográficamente por sobre el FETI, en algunos sectores de las tres zonas de estudio.



*Amenaza y riesgo de los movimientos en masa en el área*

### **15.1. Amenaza de deslizamientos**

La Peligrosidad / amenaza (= “*hazard*” = “*aleás*” = “*pericolositá*”) o Riesgo Potencial son términos referidos a la mayor o menor probabilidad de que un determinado proceso afecte a una zona con cierto nivel de intensidad, independientemente del perjuicio generado a los seres humanos o a sus obras (*Cendrero, 1997*).

Específicamente, la amenaza de deslizamiento se refiere a las condiciones naturales de un área potencialmente sujeta a movimientos de ladera. Es definida como la probabilidad de ocurrencia de un deslizamiento de una magnitud determinada en un período de tiempo predefinido en un área dada (*Varnes y IAEG, 1984*).

La definición incorpora los conceptos de localización espacial (“dónde”), magnitud o intensidad (“cuán grande”) y la frecuencia de la ocurrencia (“cuándo”, o “cuán frecuente”). La localización se refiere a la capacidad para comprender donde un deslizamiento ocurrirá; la magnitud se refiere a la predicción del tamaño y velocidad del deslizamiento y la frecuencia considera la capacidad para entender la recurrencia temporal del evento de deslizamiento (*Guzzetti et al., 1999*).

La definición de amenaza previamente señalada hace referencia a amenaza absoluta, la que debería ser diferenciada de amenaza relativa, la que puede considerarse en aquellos casos en los cuales se cuenta con el conocimiento detallado de la distribución de los deslizamientos a través de un territorio dado *Bertolini y Pellegrini (2001)*.

Algunos autores han argumentado que la evidencia de movimientos pasados en una ladera podría no necesariamente indicar la posibilidad de deslizamientos futuros *Guzzetti et al., (1999)*. No obstante, otros han señalado que los deslizamientos tienden a producirse dentro, o en las vecindades de otros deslizamientos o en las mismas laderas, sugiriendo que, el conocimiento de la localización de las rupturas pasadas es clave para entender la ocurrencia futura de los deslizamientos en una región (*Cardinali et al., 2002*).

Las evidencias de deslizamientos registradas en las tres zonas ponen de manifiesto que la amenaza relativa está latente en laderas de detritos (casi excluyentemente en el talud inferior) y en FE de cerros modelados en las SPPS, en geoformas menores desarrolladas en secuencias del basamento cristalino, escarpas erosivas en cursos de agua y algunas cárcavas mayores y escarpas producto de actividades humanas vinculadas a trazas de caminos.

Por el contrario, considerando la amenaza absoluta solamente se puede establecer una aproximación relativa afirmando que la probabilidad de deslizamientos está asociada con las geoformas previamente mencionadas. Sin embargo, parte de las características registradas en los deslizamientos, permiten establecer algunas consideraciones, las que se detallan a continuación.

Las **reactivaciones** registradas en la *Zona 2 (Figura 64)* y *Zona 3 (Figura)* proporcionan información específica con respecto a donde los deslizamientos tuvieron lugar y a estimaciones aproximadas de las magnitudes de los mismos.

La totalidad de las **reactivaciones** en dichas zonas tuvo lugar en el talud inferior, en sectores que ya contaban con inestabilidades antecedentes. Asimismo, muchos de los movimientos afectaron antiguas zonas de “arranque” de materiales y en algunas localidades, se produjeron **nuevos deslizamientos**. La producción de **reactivaciones** en zonas de “arranque” indica que el sobreempinamiento de las laderas en las cabeceras favorece el desplazamiento de materiales y alerta acerca de la posibilidad de movimientos en masa (retrogresivos) en dichos sectores.

Los deslizamientos producto de las **reactivaciones** en las zonas referidas previamente, producidos en los antiguos sectores de “arranque”, movilizaron en muchos casos, volúmenes de materiales menores a los ya acumulados (movimientos diminutivos). Esta situación podría establecer, al menos para las localidades con dichas evidencias, una tendencia hacia la generación de

deslizamientos diminutivos. Aquellas *reactivaciones* que generaron *nuevos deslizamientos* produjeron geoformas en general, de tamaño algo menor (y similar tipo de movimiento) a otras previas en la misma ladera, como las registradas en **L12** de la *Zona 3* (*Figuras 59, 60*).

En la *Zona 2*, el tamaño de los *nuevos deslizamientos* fue también y en general, menor al de geoformas preexistentes en la misma ladera de detritos. Al igual que el caso anterior podría ser un indicador de cierta disposición en dichos sectores, a la futura producción (en igualdad de condiciones) de deslizamientos de similar magnitud.

Las *reactivaciones* de los deslizamientos en las laderas de detritos del área se ajustan a lo señalado por (*Cardinali et al., 2002*), generándose los movimientos en masa dentro (*reactivaciones en sentido estricto*) o en las vecindades de otros deslizamientos (*reactivaciones en sentido amplio*). Esta característica señalaría que la ubicación de los sectores con inestabilidades previas sería de importancia para estimar la probabilidad de ocurrencia futura de los movimientos en el área.

El análisis de algunos parámetros máximos de las inestabilidades antecedentes permitiría estimar probables situaciones extremas de los deslizamientos. Uno de estos parámetros es la distancia máxima alcanzada por el material desplazado (entendiendo a éste, como el material que ha sido movilizado de su posición original en la ladera por el movimiento en masa. Forma tanto la masa hundida o disminuida, como el depósito o acumulación (*Figura 37*)). En el talud inferior, para deslizamientos *individuales* es de más de 140 m (**L11**, *Zona 3*). El mismo, para un *conjunto* de deslizamientos puede ser de más de 500 m (**L60**, *Zona 2*).

Este parámetro alerta acerca de los alcances extremos que eventualmente afectarían un sector de ladera, desde la zona de “arranque” a la puntera en el extremo más distal de la acumulación de los materiales movilizados (*Figura 37*). Sin embargo, es de hacer notar que, en el caso de un *conjunto* de deslizamientos, dicho alcance puede ser el resultado de movimientos separados en el tiempo. Asimismo, en muchas localidades la casi totalidad del talud inferior registra evidencias de importantes deslizamientos.

La falta de dataciones, de una mayor frecuencia en el registro aerofotográfico y de datos de mediciones en el terreno, dificulta de manera muy notoria una determinación eficiente de la frecuencia de los deslizamientos, en particular en los taludes. No obstante una estimación de la frecuencia de los deslizamientos, con base en las observaciones realizadas, permite mencionar que sería mayor en las laderas de detritos que ya cuentan con evidencias de deslizamientos y en escarpas erosivas en canales y algunas cárcavas mayores, que en los FE y geoformas menores en basamento cristalino.

Como fuera referido en los *Capítulos 13 y 14*, la acción del agua adicionada a las laderas de detritos, referida para los deslizamientos “recientes”, para aquellos generados en el intervalo correspondiente a la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera de la década del ochenta (1981/1982), como también en parte de los deslizamientos “antiguos”, ha sido considerado como un probable mecanismo disparador de dichos movimientos en masa.

Asimismo, es de hacer notar que, en laderas de detritos de otros ámbitos de Tandilia, las elevadas precipitaciones han sido también consideradas responsables de la generación de deslizamientos, al menos localizados (*Martínez, 2001*). Si estas interpretaciones son correctas, las mismas alertarían sobre la posibilidad de producción de deslizamientos en el futuro, vinculada a eventos de lluvias importantes.

Asociado a la presencia del agua en el talud inferior la amenaza de deslizamientos en las laderas concentradoras (anfiteatros), es sustancialmente mayor, respecto a las esparcadoras (“salientes”), tal como surge del registro de deslizamientos asociados a dichos rasgos.

Los procesos actuantes en una región determinada pueden ser volcados en un mapa de peligrosidad o amenaza, con el objetivo de conocer aquellas áreas potencialmente favorables al desarrollo de un proceso determinado.

Así, un mapa de amenaza de deslizamientos indica la posibilidad de que ocurran deslizamientos a través de un área dada. Un mapa de este tipo puede ser tan simple como un mapa que usa las localidades de viejos deslizamientos para indicar inestabilidad potencial, o tan complejo como un mapa cuantitativo incorporando probabilidades basadas sobre variables tales como umbral de precipitaciones, ángulo de las laderas, tipo de suelos y niveles de vibraciones producidas por actividad sísmica. Un mapa de amenaza ideal muestra no sólo la posibilidad de que un deslizamiento pueda formarse en un determinado lugar, sino también la chance de que el mismo pueda atravesar pendiente abajo una distancia dada.

La mayoría de los mapas de movimientos de ladera consideran para su ejecución los movimientos en masa tanto previos como contemporáneos. Como expresara *Varnes y IAEG (1984)* “el estudio del pasado y del presente es la clave de lo que puede ocurrir en el futuro”. Es decir, es probable que los movimientos en masa que puedan ocurrir lo hagan en las mismas condiciones. Sin embargo, no siempre esto puede ocurrir de esta manera; al respecto, las condiciones de los taludes en el pasado pudieron haber favorecido la inestabilidad de las laderas y en la actualidad haber alcanzado un cierto grado de estabilidad. Además, laderas estables en el pasado pueden ser inestables en la actualidad o en el futuro. Sin embargo, y de acuerdo a *Corominas Dulcet (1987)*, esto no invalida la generalización.

Considerando lo señalado por *Varnes y IAEG (1984)*, el inventario de las ciento cincuenta y cuatro localidades (*Figuras 41, 42, 43*) con deslizamientos de variada magnitud en las laderas de detritos y la distribución de los mismos en los mapas geomorfológicos de las zonas (*Figuras IV, V, VI*) representan mapas de amenaza relativa. Es decir, se han utilizado las localidades de viejos deslizamientos para indicar inestabilidad potencial, representando además sectores de aquellas laderas propensos a desarrollar nuevos deslizamientos.

Un simple análisis de las *Tablas 38 a 46* muestra que aproximadamente el 98% de las localidades estudiadas se ubica en las cabeceras de la cuenca de drenaje del Río Quequén Grande,

estando un porcentaje muy reducido (algo más del 1%) desarrollado en la cuenca de drenaje del Arroyo Chapaleofú y el mínimo restante (menos del 1%) en la del Arroyo Napaleofú.

Esta situación permite asignar a las laderas de detritos de la cuenca referida en primer término la casi totalidad de la amenaza de deslizamientos en el área de estudio. Asimismo, alrededor del 60% de dichas localidades se encuentran en terrenos dentro de los límites del partido de Benito Juárez y el resto en el partido de Tandil. Sin embargo, es de hacer notar que, la totalidad de las localidades en la *Zona 1* se ubican en el partido de Benito Juárez, en la *Zona 3* se encuentran todas, dentro de los límites del partido de Tandil y en la *Zona 2*, se ubican mayoritariamente en el partido de Benito Juárez.

## 15.2. Riesgo de deslizamientos

El Riesgo (= “*risk*” = “*risque*” = “*rischio*”) se refiere a la posibilidad de que se produzcan daños para las personas o para sus bienes y depende no sólo del proceso en sí, sino también del grado y tipo de ocupación de la superficie terrestre por parte de las comunidades humanas (*Cendrero, 1997*).

Aunque los perjuicios ocasionados por los deslizamientos a las personas o sus bienes resulta un hecho bastante común (*Cendrero, 1997; Bertolini et al., 2002*), la acción de los deslizamientos “recientes” producidos en los sectores previamente mencionados, han provocado, de acuerdo a datos aportados por un encargado de un establecimiento rural, solamente el desplazamiento de alambrados en sectores de cabeceras del Arroyo sin nombre en la *Zona 2*. La respuesta a esta situación se relacionaría a la escasa actividad que se desarrolla en la mayoría de las laderas de detritos de las zonas estudiadas y a la magnitud de los deslizamientos “recientes” producidos.

Muchos de los daños causados en centros poblados o infraestructuras en distintos lugares del mundo, como consecuencia de deslizamientos en general, se originan a causa de reactivaciones de sectores con geoformas preexistentes debidas a procesos similares. Es decir, por el uso de las tierras en lugares no aptos o poco apropiados, con respecto a los movimientos gravitacionales; ya sea por desconocimiento de estos procesos o bien debido a que la recurrencia de los movimientos en dichos lugares, es del orden del siglo o mayores.

El hecho de que muchos de los deslizamientos son reactivaciones de antiguos movimientos es muy importante. Esto es debido, por un lado, a que el reconocimiento de dichas reactivaciones indica los sectores más desfavorables para la ocupación de las tierras. Por otro, permite preparar un listado de deslizamientos, lo que resulta de mucha utilidad para planeamiento, ya que, si la distribución de los antiguos movimientos es conocida, casi todas las inestabilidades podrían ser reducidas o al menos prevenidas.

El uso del espacio físico en los cerros y laderas de detritos asociadas, modelados en las SPPS, corresponde principalmente a actividades ganaderas y en sectores a labores mineras, las que resultan muy importantes en algunos lugares de la *Zona 1* y *Zona 2* (*Figuras IV, V*). Asimismo, a ellas se le suma un conjunto relativamente reciente de actividades, que agrupan caminatas, escaladas, una

variada oferta turística, combinada o no con ciertas actividades culturales desarrolladas a través de instituciones o grupos amantes de la naturaleza, que realizan parte de sus tareas en dichas áreas.

Con respecto a la actividad minera principal, la misma se desarrolla en general hacia las partes elevadas de los cerros y en muchas ocasiones, en cerros de bajo relieve, no asociados a FE y taludes, ambos componentes morfológicos propensos a la producción de deslizamientos. Esta situación se observa en gran parte de dicha actividad en la *Zona 1*.

No obstante, en los FE en determinados sectores, tales como los desarrollados en parte de Cuchilla de Las Aguilas (*Zona 1*) y sectores del talud inferior como aquel ubicado por sobre éste, son utilizados para prácticas deportivas (escaladas). Estos FE presentan una de las mayores alturas en el área y las secuencias rocosas que los integran registran discontinuidades estructurales, manifestadas por fracturas y planos de estratificación, sumado en casos al desarrollo de pendientes extraplomadas (*Figuras 23, 24*). Las evidencias de deslizamientos yacen al pie de los mismos, representadas en el talud inferior por grandes bloques (*Figura 23*), que expresan no sólo las inestabilidades sino además la magnitud de los procesos.

El ejemplo señalado precedentemente pone de manifiesto el riesgo potencial de los deslizamientos producidos en esta situación en particular.

Sin embargo, en la *Zona 2*, a 3,2 km al S de la Estancia Siempre Verde, parte de las actividades de minería utilizan el talud ubicado sobre el FETI y el talud inferior, este último con evidencias de deslizamientos. Una situación similar de uso del talud inferior con evidencias de deslizamientos se observa en **L10\*** (*Zona 2*), en **L32** (en ésta también con actividades en el talud sobre el FETI), ubicada en la *Zona 2*. También se registran actividades de este tipo en el talud inferior en **L44** y **L56** ambos en la *Zona 2*, donde caminos provenientes de los sectores con evidencias de labores extractivas, se ubican en tramos del talud con geformas producto de deslizamientos. En **L56**, resulta significativa la vinculación del camino con extensas lomadas producto de movimientos en masa “antiguos” (*Figura VI*).

Al igual que lo referido para los FE en Cuchilla de Las Aguilas, en estos casos específicos, la estrecha relación de actividades humanas en sectores con presencia de inestabilidades previas en los taludes, evidencia un riesgo potencial.

En la *Zona 3*, las mayores actividades mineras se concentran al SE del casco de la Estancia La Rosalía, pero se asocian a laderas de detritos de cerros sin desarrollo de FE y deslizamientos. Por el contrario evidencias de actividades mineras exploratorias de muy escasas dimensiones, se asocian a laderas de detritos con registro de lomadas menores producto de deslizamientos “antiguos” (**L45**) y de mayor magnitud y además distribución en **L7**. En estos dos últimos casos, pero preferentemente en **L7** es manifiesto el riesgo potencial de deslizamientos.

La utilización de las tierras en el ámbito de Tandilia va en constante aumento, extendiéndose progresivamente hacia sectores con influencia serrana. En el futuro, terrenos propensos a deslizamientos, como son en gran parte, aquellos representados por el talud inferior en el área de

estudio, podrán ser eventualmente ocupados, constituyéndose en sectores potenciales de riesgo. Complementariamente al riesgo natural, distintas obras producto de actividades humanas pueden impulsar deslizamientos en el área.

Las evidencias de deslizamientos producidos en distintos momentos de la evolución del paisaje en el área de estudio constituyen una herramienta de utilidad, para aquellos encargados de la planificación respecto al uso del espacio físico.

### ***Importancia de los deslizamientos en el modelado del área de estudio***

### **16.1. Importancia de los deslizamientos en el modelado del área de estudio**

El análisis de los datos de algunas regiones europeas muestra que los movimientos en masa son en algunos casos, el principal proceso de evolución del relieve (*Gutiérrez Elorza, 2008*).

Una afirmación similar fue señalada por *Crozier (2010)*, al indicar que los deslizamientos pueden tener un control significativo en el desarrollo de los paisajes, es decir, adquirir jerarquía de proceso formativo en algunos casos, dictando el carácter del terreno sobre áreas extensas. De acuerdo al autor, un proceso formativo debe jugar como mínimo dos roles: dictar la geometría del paisaje y controlar la tasa de denudación.

Para que los deslizamientos sean legitimados como procesos formativos, deben dominar el paisaje y otros procesos denudacionales. Deben ser suficientemente activos en un rango temporal y espacial, para que la morfología de las geoformas sea inequívocamente atribuible a dichos procesos y así, reconocer los terrenos de deslizamientos. El terreno de deslizamientos, junto con su régimen de procesos e interrelaciones en el tiempo y espacio constituyen la geomorfología del sistema de deslizamientos (*Crozier, 2010*).

De acuerdo al último de los autores citados, hay tres criterios diagnósticos que pueden ser usados en el nivel de reconocimiento para indicar la existencia de la geomorfología de los sistemas de deslizamientos: a) extensión de las evidencias de los deslizamientos en el terreno, b) persistencia temporal de los rasgos de deslizamiento y c) grado y efectividad del acoplamiento fluvial.

Con respecto al primero de los criterios, no hay una proporción definida de la superficie de terreno que deba estar ocupada por los rasgos de deslizamientos para satisfacer este criterio. Sin embargo en Nueva Zelanda, ha sido usado como un criterio de trabajo tentativo evidencias de deslizamientos sobre como mínimo un 20% del terreno. El segundo criterio considera el tiempo de relajación del terreno con respecto al carácter magnitud-frecuencia de los deslizamientos. Este, puede indicar si los deslizamientos son procesos formativos o solo una perturbación en un sistema dominado por otros procesos. Sin embargo, donde hay información insuficiente de los tiempos de relajación, la edad de las geoformas de los deslizamientos puede proveer alguna indicación de persistencia temporal. El último de los criterios considera que las evidencias de deslizamientos pueden reconocerse a través del tiempo de residencia de los depósitos de deslizamientos, la tasa de aporte de sedimentos o el dominio del aporte de carga a los ríos (*Crozier, 2010*).

En las zonas de estudio, los FE y laderas de detritos elaboradas a partir del pie de dichos frentes, en cerros modelados en las secuencias rocosas de las SPPS, constituyen dos sistemas geomorfológicos, donde los deslizamientos son los procesos formativos dominantes, dictando en gran parte de su desarrollo la morfología del paisaje y controlando la tasa de denudación.

En gran parte de los FE, los movimientos en masa generados a partir de aquellos, se presentan desconectados de la red fluvial. Por su parte, los deslizamientos producidos en las laderas de detritos, se pueden presentar desacoplados o bien acoplados respecto a los cursos de agua.

Con respecto a la persistencia de las geoformas de deslizamientos, el desconocimiento acerca del tiempo de relajación del terreno, nos ha llevado a considerar, tal la propuesta de *Crozier (2010)*, la edad estimada de las geoformas. En este contexto, las edades estimadas son en todos los casos mínimas y han sido obtenidas de diversas fuentes; fotografías aéreas, consultas a vecinos e información bibliográfica en un caso. Así, en las laderas de detritos (predominantemente en el talud inferior), la edad mínima de las geoformas registradas se remontaría a más de 300 años y en los FE a más de 45 años. Para el intervalo considerado, en los dos componentes morfológicos precedentemente citados, los deslizamientos no representan únicamente una mera perturbación en un paisaje modelado por otros procesos, sino que, por el contrario, dominan la generación de los rasgos. Sin embargo, los

deslizamientos, como se propone en el apartado siguiente, probablemente se hayan iniciado mucho tiempo atrás, en las etapas tempranas de degradación de los cerros modelados en las secuencias de las SPPS.

La sola observación de las evidencias de deslizamientos producidos en las laderas de detritos (casi exclusivamente en el talud inferior) y representados en los mapas geomorfológicos, denota la importancia de los movimientos en masa como procesos formativos. Sin embargo, como fuera señalado en los capítulos correspondientes, la distribución espacial y magnitud de las geoformas producidas es variable. Uno de los ejemplos, quizás más característico, que evidencia el control que los deslizamientos han tenido en el desarrollo del paisaje, está representado en una pequeña cuenca de 5 km<sup>2</sup> tributaria de la del Arroyo Diamante (cuenca del Río Quequén Grande) en la *Zona 2*. Allí, el talud inferior desarrollado en ambos márgenes del Curso sin nombre, presenta geoformas producto de movimientos en masa a lo largo y ancho de las mismas (*Figura V*). Se presentan deslizamientos “antiguos”, involucrando “muy viejos” y “viejos” [dentro de estos últimos varios de aquellos producidos en el intervalo comprendido entre la segunda mitad de la década del sesenta (1966/1967) y la primera mitad de la década del ochenta (1981/1982), específicamente entre el 12/12/66 – 18/08/81] y en sectores deslizamientos “recientes”, indicando *reactivaciones* de los deslizamientos en las laderas. No obstante, las laderas con *reactivaciones* más activas se presentan hacia los sectores de cabeceras, no registrándose hacia las partes distales bajas de la pequeña cuenca, donde permanecen geoformas “más viejas”.

## **16.2. Participación de los deslizamientos en el modelado de los cerros en las Sedimentitas pre Paleozoico superior**

Como surge de los mapas geomorfológicos, un extenso Manto Eólico Periserrano rodea los sectores interserranos. El mismo está integrado principalmente por sedimentos eólicos de la Formación Las Animas, que sobreyacen a limos y limolitas con variables concentraciones de CO<sub>3</sub>Ca que incluyen a la Formación Vela y Formación Barker, todas ellas definidas por *Rabassa (1973)*.

Esto implica; en principio, que al menos los valles y abras más antiguos deberían haber estado formados, para que puedan ser acumulados los sedimentos ya a partir del Plioceno / Pleistoceno inferior, edad que le fuera asignada a la última de las unidades litoestratigráficas mencionadas. Es decir, los valles y abras más antiguos deberían haber iniciado su desarrollo en momentos previos al Plioceno / Pleistoceno inferior. Al respecto, ha sido señalado que el inicio de abras amplísimas en el cordón serrano de Tandilia, se remontaría a las épocas “*post-rifting*” (*Zárate y Rabassa, 2005*).

Como fuera referido en el *Capítulo 14*, Los FE han estado y están sujetos a un retroceso progresivo y por extensión, los sistemas serranos en esos sectores. Es ese retroceso de dichos sistemas, el que ha permitido el desarrollo de valles y abras y acumulación de detritos al pie de los FE generando taludes. Los detritos serían de este modo, y en algunos sectores, en parte contemporáneos

con la sedimentación de las unidades litoestratigráficas ya referidas. Por consiguiente, debajo de la superficie en los sectores de valles y abras interserranas más antiguos, deberían existir, al menos en parte, detritos de ladera (depósitos coluviales en sentido estricto del término asociados a sedimentación alóctona) y quizás antiguas redes de drenaje sepultadas. Con respecto a lo señalado en último término, cabe mencionar que en el área de la ciudad de Tandil, han sido registrados depósitos asociados a la parte inferior de la Formación Vela y suprayaciendo a la Formación Barker, integrantes de una antigua red de drenaje (*Gentile y Villalba, 2008; Gentile, 2009a, Gentile y Ribot, 2009*). Nuevas observaciones en la ciudad de Tandil, han evidenciado en sectores el desarrollo de depósitos fluviales semejantes a los mencionados, en dos valles ubicados hacia el interior de los cuerpos serranos. Asimismo, recientemente hemos registrado en el ámbito serrano de la cuenca del Arroyo Azul, depósitos fluviales en similar posición estratigráfica a los de Tandil.

En Tandil los depósitos fluviales (principalmente areniscas conglomerádicas y conglomerados arenosos) se reconocieron en el subsuelo hasta unos 6 km al norte del frente serrano. Una caracterización preliminar de estos depósitos fue efectuada por *Gentile y Ribot (2009)*. Desde el punto de vista granulométrico las muestras tratadas corresponden a arenas gravosas (fracción predominante arena gruesa) y gravas arenosas (fracción predominante arena muy gruesa), con un porcentaje menor al 2,5% promedio para la fracción limo más arcilla. En todas las muestras, la fracción pséftica, además de escasos clastos de cuarzo policristalino, se compone de rocas ígneas cuarzo feldespáticas (granitoides), en proporción casi equiparable a las de rocas metamórficas gnéicas y migmáticas, en su gran mayoría, con grados variables de metamorfismo dinámico sobreimpuesto (milonitizadas). Desde el punto de vista composicional, las psamitas corresponden a arenitas feldespático – líticas, aunque esta distinción puede no ser definitiva en aquéllas en que, una notoria proporción de clastos alterados (alteritas) está presente (*Gentile y Ribot, 2009*).

La procedencia de estos depósitos fluviales es mayoritariamente local y las características granulométricas contrastan con las correspondientes a unidades fluviales más jóvenes en el área, como es el caso de la Formación Tandileofú (al menos para el miembro superior y parte del inferior) y Aluvio Reciente (*Rabassa, 1973*), indicando para los primeros flujos más energéticos de las corrientes. En algunas oportunidades en las cuales se pudo acceder, a través de bocas de acceso a galerías subterráneas, se observó que los depósitos fluviales presentan espesores comprendidos entre unos 0,5 m – 1,3 m, pero ocupan un ancho considerable, en ocasiones, de más de 100 metros. Al respecto, se ha señalado que los ríos que transportan primariamente arena y grava como carga de fondo desarrollan canales aluviales anchos y poco profundos, frecuentemente “braided” (*Bloom, 1991*), patrón que se correspondería con los canales que han generado los depósitos fluviales considerados. Lo señalado previamente es indicador de cambios significativos en la morfología y dinámica fluvial del área.

*Rabassa et al. (1998)*, han señalado, además, que la erosión de los materiales integrantes de mantos de meteorización generados en las rocas del basamento cristalino de Tandilia, se remontaría al Oligoceno. Este supuesto estaría al menos avalado por el desarrollo de areniscas de esta edad en la

Cuenca del Río Salado, cuyos sedimentos provendrían de la erosión de los mantos de meteorización referidos. Esto significa la instalación, al menos para esa época, de sistemas de drenaje, que permitan la transferencia de los materiales a la citada cuenca de sedimentación. Si bien, esto no es indicador de la existencia generalizada de valles interserranos y abras para esa época en el área de estudio en particular, alienta la posibilidad de que quizás, los valles y abras más antiguos puedan presentar en profundidad el registro de parte de dichas redes. Esta situación, involucraría la acción de deslizamientos a partir de FE en la evolución de dichos valles más atrás en el tiempo aún, que aquel estimado a partir de la sedimentación Plioceno / Pleistoceno inferior. De esta manera además, parte de los materiales detríticos aportados desde los FE podrían ser previos (Oligoceno? – Mioceno?) a la sedimentación de la Formación Barker.

De acuerdo a estas interpretaciones, la evolución se remontaría más allá del Oligoceno y el desarrollo de los valles y abras más antiguas sería quizás, una consecuencia de los procesos asociados al “*rifting*” de Gondwana (Jurásico tardío-Cretácico temprano) tal lo señalado por *Zárate y Rabassa (2005)*.

*(Rabassa et al., 1998)* reconocen unidades morfológicas de gran escala correspondientes a superficies de erosión y de pequeña escala, posteriormente tratadas por *Zárate y Rabassa (2005)*. En el tramo Mar del Plata – Balcarce, una de las superficies de erosión se ubica a unos 200 y 250 m s.n.m. en las partes cumbres de las serranías, continuándose hacia el NO, donde corta los granitoides proterozoicos a altitudes de 300-350 m s.n.m. Hacia el NO de Balcarce, sobre el basamento de granitoides, la superficie exhibe algunos “*inselbergs*”, cuyas cumbres están cubiertas por numerosas rocas nucleares. Esta superficie de erosión se habría elaborado a lo largo de unos 60 millones de años (lapso Cretácico tardío-Oligoceno tardío) de acuerdo a los autores, correspondiente a la superficie del Paleógeno *(Demoulin et al., 2005)*.

Una superficie de erosión más elevada comienza a aparecer en el área de Balcarce (Cerro El Sombrero, 420 m s.n.m.). En el área de Tandil, hay varios remanentes de esta superficie en las cumbres niveladas de las sierras más altas (La Juanita, Alta de Vela, Cerro La Blanca) elaborada en los granitos proterozoicos a alturas de 450 -500 m s.n.m. La superficie de erosión de mayor altura topográfica y por lo tanto de mayor antigüedad relativa y se habría generado previo al “*rifting*” de Gondwana (Jurásico tardío – Cretácico temprano). Su elaboración se habría extendido durante quizás unos 70 millones de años, correspondiéndose con la superficie pre Cretácico *(Demoulin et al., 2005)*.

En el área de estudio los movimientos en masa a partir de los frentes escarpados modelados en las SPPS afectan geoformas de mayores dimensiones, que en el área de Sierra La Juanita se corresponden con la paleosuperficie más elevada y más antigua ya señalada *(Zárate y Rabassa, 2005)*.

En la *Figura 126*, se muestra un conjunto de probables desarrollos en la evolución de los cerros modelados principalmente en las secuencias de las SPPS. Son en gran medida hipotéticos y el resultado de la observación de los procesos actuantes y desarrollo de las geoformas como asimismo,

del paisaje en su conjunto, es decir una aproximación funcional e histórica, en el sentido de *Summerfield (1991)*, respectivamente.

A continuación de la descripción de los gráficos anexos, se especifican determinados procesos que habrían participado en distintos momentos de la evolución del paisaje. Por este motivo, no han sido colocados los aportes de sedimentos de la Formación Barker y Vela, como asimismo el inicio de la sedimentación eólica de la Formación Las Animas, en el interior de valles y abras, unidad que fue ubicada en el gráfico **(h)**. Tampoco ha sido colocado en los gráficos, la elevación de los bloques serranos en el Cenozoico tardío propuesta por *Teruggi y Kilmurray (1980)* y *Rabassa et al. (1998)*. La mayor parte de las geoformas que se muestran en los gráficos, puede ser diferenciada en distintos sectores del área de estudio. El gráfico **(h)**, no representa un estado final de evolución del paisaje. Es de hacer notar además que, la falta de una cronología precisa de las geoformas involucradas, no permite en algunos casos, una correlación estrecha de las mismas, con los gráficos presentados. Algunas geoformas podrían haber comenzado su desarrollo en etapas previas al gráfico en el cual están representadas, pero esto no fue considerado para la descripción que se presenta a continuación.

**(a)** Como una respuesta a los procesos de “*rifting*” de Gondwana (Jurásico tardío-Cretácico temprano), se desarrolla una paleotopografía elaborada en las sedimentitas consideradas y en el basamento cristalino, en la cual se establecen dos pendientes iniciales (entendiendo a estas como aquellas en las cuales comienzan a actuar procesos geomórficos exógenos) de carácter regional. Una de ellas, levemente inclinada hacia el S, hacia la denominada “costa de Claraz” (*Nágera, 1932*) de menor pendiente y la restante, de mayores gradientes, inclina hacia el N, a la llamada “costa de Heusser” (*Nágera, 1932*). Dos sistemas de fracturas principales, cuyas direcciones son NO-SE y NE-SO, afectan las secuencias rocosas referidas.

**(b)** A medida que el paisaje evoluciona, las aguas de lluvias ingresando en los sistemas de fracturas y planos de estratificación, habrían producido procesos de meteorización <sup>(1)</sup>, que conducirían paulatinamente al ensanchamiento (*Figura 22*) de los mismos, y consecuente debilitamiento de las rocas. En el caso de las SPPS, las habría hecho favorables a posteriores desplazamientos por movimientos en masa.

Quizás sólo una parte del escurrimiento superficial del agua podría ser de carácter encauzado en canales rocosos, pero desorganizado.

**(c)** Favorecidos por la implantación de nuevos niveles de base característicos de márgenes pasivos nacientes (*Summerfield, 1991*), el escurrimiento superficial habría comenzado a organizarse, para desarrollar los principales valles nacientes consecuentes, preferentemente a partir de los sistemas de fracturas mayores, produciéndose paulatinamente la migración de las divisorias. Asimismo, sectores estructuralmente débiles y localizados a lo largo de los FE, en las SPPS, avanzarían más rápidamente

hacia el interior de los cerros, generando “entrantes” de mayor (anfiteatros) y menor jerarquía de desarrollo incipiente. La *Figura 127* es un ejemplo de anfiteatro de escasa expresión morfológica.

Quizás en este estado, los FE no hayan tenido un desarrollo importante como en los estados siguientes y los movimientos en masa desde dichos frentes estaría en progreso, al igual que el talud inferior. La erosión en los FE se estaría produciendo a través de un retroceso paralelo de los mismos, situación que remontaría el desarrollo de caídas y vuelcos a partir de dichos frentes, a etapas tempranas en la evolución de los cerros.

**(d)** La progresiva evolución del paisaje, provocaría que los valles se ensanchen, extiendan en cabeceras y profundicen a través de procesos de erosión lateral, retrocedente y vertical respectivamente. Los dos primeros mecanismos erosivos habrían estado controlados en parte por el desplazamiento de materiales desde los FE por acción de la gravedad y posterior movilización en los taludes, el restante lo habría hecho a través de procesos fluviales.

Los anfiteatros incipientes continuarían desarrollándose progresivamente hacia el interior de los cuerpos serranos, ampliando sus dimensiones (*Figuras 25, 128*).

La erosión retrocedente en las cabeceras de valles consecuentes, ubicados a ambos lados de la divisoria principal, continuaría produciendo la migración de la misma. La divisoria se desplazaría por erosión, hacia los sectores de mayor erodabilidad, lo que conduciría a la separación de partes de los cerros, generándose abras características. Ejemplos de abras, se ubican entre el Cerro Gruta de Oro y el Cerro sin nombre 2 y Cuchilla de Las Aguilas, en la cual se desarrolla en uno de sus tramos el Arroyo Los Sauces (*Zona 1, Figura IV*); la del Arroyo Calaveras (*Zona 2, Figura V*) y las correspondientes al Arroyo de Las Ovejas y Arroyo El Puente (*Zona 3, Figuras VI, 129*). Allí, se habrían producido capturas, generándose inversiones de parte del sistema de drenaje.

El desarrollo de uno y quizás más FE en las SPPS (como también remanentes de erosión de estas últimas y de basamento cristalino, plataformas, aleros y cuevas), podrían ya haber comenzado a establecerse en muchos de los cerros, continuando el desplazamiento de los FE hacia “atrás” por retiro paralelo. Los materiales detríticos aportados a los taludes, habrían estado (y en estados siguientes) sujetos a procesos de deslizamientos.

La presencia del FE de menor jerarquía más importante, que se ubica inmediatamente sobre el FETI y ubicado con respecto este último, más hacia el interior del cuerpo serrano, sería el resultado de la mayor erodabilidad con respecto a la del FETI, o bien, de la presencia de un nivel de base más antiguo ubicado por sobre el FETI, que hubiera permitido una evolución más temprana aún, del frente de menor jerarquía.

Los materiales desplazados por deslizamientos (caídas y volcamientos) desde los FE, irían ampliando progresivamente los taludes. No obstante, para mantener los FE con caras libres, el aporte de materiales desde los mismos, no debería haber excedido las tasas de meteorización y desplazamiento por deslizamientos y escurrimiento superficial del agua en los taludes.

En aquellos FE donde el aporte hubiera sido sustancialmente mayor al que podría haber sido transferido desde los taludes, los mismos habrían quedado soterrados por los propios materiales por ellos aportados. Una situación similar de soterramiento tendría lugar en aquellos cerros de menor relieve, asumiendo para ellos similares transferencias desde los FE y evacuaciones de los materiales acumulados en el talud. En estos lugares, se habrían detenido localmente las caídas y vuelcos como procesos formativos en la elaboración de los valles, como se observa entre otros en cerros ubicados en las adyacencias del Almacén La Numancia en la *Zona 3 (Figura VI)*.

En aquellos sectores, en los cuales la denudación hubiera alcanzado afloramientos de basamento cristalino, parte de ellos habrían permanecido como remanentes, parcialmente expuestos en las laderas de detritos (*Figuras 128, 129*).

**(e)** Distintos valles consecuentes alargados se habrían establecido con direcciones de drenaje similares a las representadas en el esquema (compárese con los valles del Arroyo sin nombre y Arroyo Diamante correspondientes a la *Zona 2, Figura V*). Sin embargo, el desarrollo de valles con orientación distinta a la de los consecuentes, podría haber estado impulsado por características locales de los sistemas de fracturas y/o pendientes. De la misma manera que en los anfiteatros la erosión lateral en las paredes de los últimos valles referidos los habría desplazado más hacia el interior del cuerpo serrano que a lo largo del resto de los frentes. Durante la evolución del estado y posteriores, parte de los remanentes de erosión de las SPPS, que yacen inmediatamente adyacentes a los FE, serían progresivamente destruidos, dependiendo de sus dimensiones y efectividad de los procesos erosivos. Una situación de erosión similar, como consecuencia del retiro de los FE, ocurriría con los reparos y cuevas y algunas entrantes de menores dimensiones, los que serían reemplazados en sectores apropiados por otros. Los taludes continuarían su evolución incrementando su ancho a partir de los FE, de manera similar al estado anterior y sus materiales sujetos a deslizamientos.

**(f)** La erosión retrocedente en las cabeceras de valles, impulsaría el desarrollo de nuevas abras. Los FE continuarían su retroceso, ampliando el ancho de los valles. Los taludes seguirían aumentando a partir de los FE y los materiales serían desplazados por movimientos en masa.

En las “entrantes” de mayor jerarquía, expresadas por los anfiteatros, la erosión retrocedente, a lo largo de los FE, habría conducido en tramos a la eliminación total de los mismos, uniéndose taludes adyacentes (*Figura 130*). Esto habría ido dejando progresivamente cerros de dimensiones menores bordeados por cinturones de detritos. En esta etapa (al igual que en **g** y **h**), se registrarían rasgos topográficos similares a sillas de montar y en algunos de los tramos de cerros ya separados el desarrollo de salientes (*Figura 130*).

**(g)** A medida que el paisaje continúa evolucionando, los cerros que han sido separados, continúan siendo atacados por erosión retrocedente, lo que genera un retiro paralelo de los FE, que va

paulatinamente reduciendo el área de las cimas. Podrían observarse cerros de distintas dimensiones, dependiendo en parte de la proximidad de los sectores en los que el ataque haya sido más eficaz. Las laderas de detritos continuarían ampliándose a expensas de los materiales derivados desde los FE, los que en parte serían movilizados por deslizamientos. Entre dos cerros integrados por secuencias de SPPS, podrían registrarse remanentes de erosión del basamento cristalino de variadas dimensiones, como los que se observan entre Cuchilla de Las Águilas y el Cerro sin nombre 1 en la *Zona 1 (Figura IV)*.

La proximidad de dos anfiteatros reforzaría el desarrollo de salientes, en aquellos sectores de FE compartidos, situación que seguiría observándose en algunos sectores de cerros ya separados (*Figuras 25, 130*).

**(h)** La consecuente erosión retrocedente provocada principalmente por caídas y vuelcos, reduciría las dimensiones de los cerros para conformar rasgos similares a *buttes* con cimas relativamente planas, como los representados por el Cerro El Sombrerito (*Zona 2, Figura 20*) y el Cerro sin nombre ubicado a unos 500 m al NE de **L8** (*Zona 3, Figura 21*) o aquel en el cual se ubican en sus laderas **L15** y **L31** (*Zona 3, Figura 131*). Cerros aún de menores dimensiones pueden observarse en la *Zona 3* al norte de **L21** (*Figura 132*). Las caídas y vuelcos funcionarían hasta un estado en el cual los FE hayan sido completamente destruidos o soterrados por detritos, allí donde el aporte de materiales por deslizamientos haya superado el retiro de los mismos de la ladera circundante. En ambas situaciones, los cerros del área continuarían su degradación a través de meteorización, escurrimiento superficial y movimientos en masa, pero estos últimos, no corresponderían a caídas y vuelcos, sino a mecanismos de reptación y otros deslizamientos en las laderas de detritos.

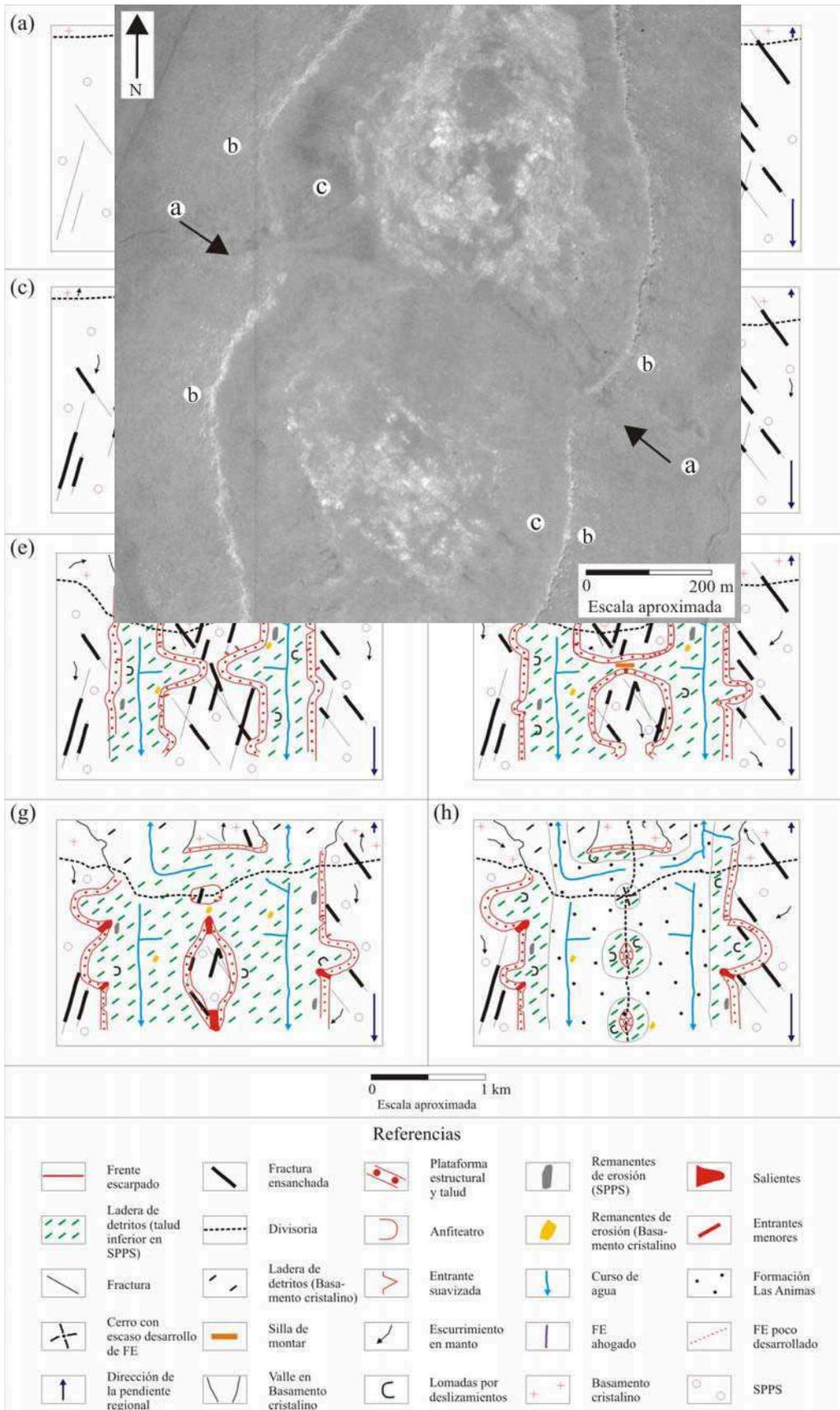
<sup>(1)</sup> Para el ámbito de Tandilia, ha sido señalado el desarrollo de procesos de meteorización intensos durante el Cretácico y Paleoceno (*Rabassa et al., 1998*). En las zonas de estudio en particular (*Figuras 13, 14, 18, 99*) y en áreas adyacentes (*Gentile, 2009a, 2009c*), son comunes las geoformas modeladas principalmente en basamento cristalino que conservan características heredadas de un origen que, consideramos vinculado a mantos de meteorización, las que han sido luego liberadas por procesos erosivos, tal la propuesta de *Rabassa et al. (1995)*, *Rabassa et al. (1998)* y *Zárate y Rabassa (2005)*. Dichos mantos son el resultado de procesos de meteorización química asistidos por desintegración física del sustrato, formándose sólo en regiones de relieve local mínimo, donde las tasas de erosión han sido bajas por un período prolongado (*Summerfield, 1991*). Estas características requieren además de condiciones ambientales estables, húmedas y cálidas (*Rabassa et al., 1998*).

Si bien las ortocuarcitas que caracterizan una parte importante de los cerros modelados en las SPPS han sido incluidas en general entre las rocas más insolubles, bajo determinadas condiciones climáticas y tiempos adecuados, estas rocas pueden ser meteorizadas químicamente. Al respecto, bajo intervalos muy extensos de meteorización tropical en condiciones de clima húmedo, la disolución de

sílice a partir de la cuarcita, ha producido formas de tipo “*kárstico*” (Bögli, 1980). Otros autores han atribuido el desarrollo de las estructuras de “*karst*” en las cuarcitas de Roraima (Venezuela) a la meteorización química del cemento silíceo, seguido por mecanismos de remoción de los granos de arena bajo condiciones vadosas. Estos autores consideraron que este proceso conduce a una progresiva “arenización” de la roca a lo largo de zonas de debilidad, tales como diaclasas y planos de estratificación Yanes y Briceño (1993). En sectores de la Zona 1 y Zona 2 hemos registrado geoformas menores (pilancones y alvéolos respectivamente) producto de meteorización química. Asimismo, similares procesos han sido referidos para algunos sectores del cordón serrano de Tandilia (Rabassa et al. 1998; Martínez, 2001), afectando secuencias correspondientes a la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iñiguez, 1979). Las formas y los procesos químicos señalados se habrían desarrollado durante estos períodos de meteorización química intensa.

Un cambio hacia condiciones climáticas más secas y menos apropiadas para los procesos de meteorización química activos, impulsaría la instalación de otros procesos, tal como fuera señalado por Demoulin et al. (2005) al indicar que el enfriamiento y desecamiento del clima en el Eoceno y especialmente en el Oligoceno pudieron haber sido la causa de la erosión de los mantos de meteorización desarrollados en la superficie “*postrift*”. El aporte de sedimentos loésicos (Formación Barker y Formación Vela) y arenas eólicas de la Formación Las Animas, a partir del Plioceno habría generado la acumulación de materiales alóctonos en el interior de valles y abras, mezclándose parcialmente, con aquellos producto de la denudación, principalmente de las SPPS. Los sedimentos eólicos, en parte habrían sido tomados y transportados por los sistemas fluviales, más allá del ámbito serrano y otros permanecerían protegidos en el interior de valles y abras.

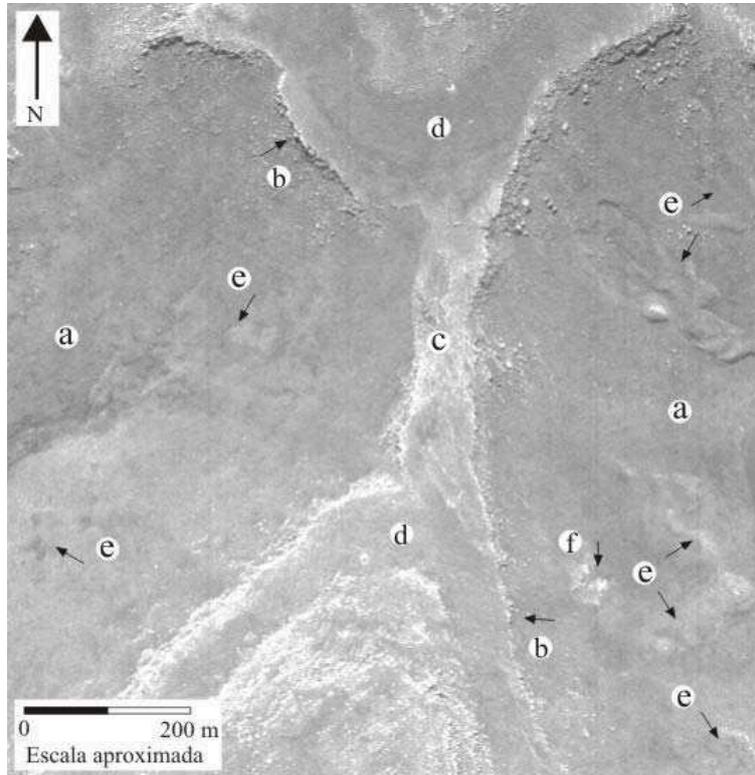
Las tasas de meteorización han sido importantes durante el Cretácico y Paleoceno como consecuencia de condiciones de clima adecuadas, favorecidas además, por intervalos prolongados de estabilidad, enfatizando la evolución del paisaje en el largo plazo, tal lo señalado por Demoulin et al. (2005).



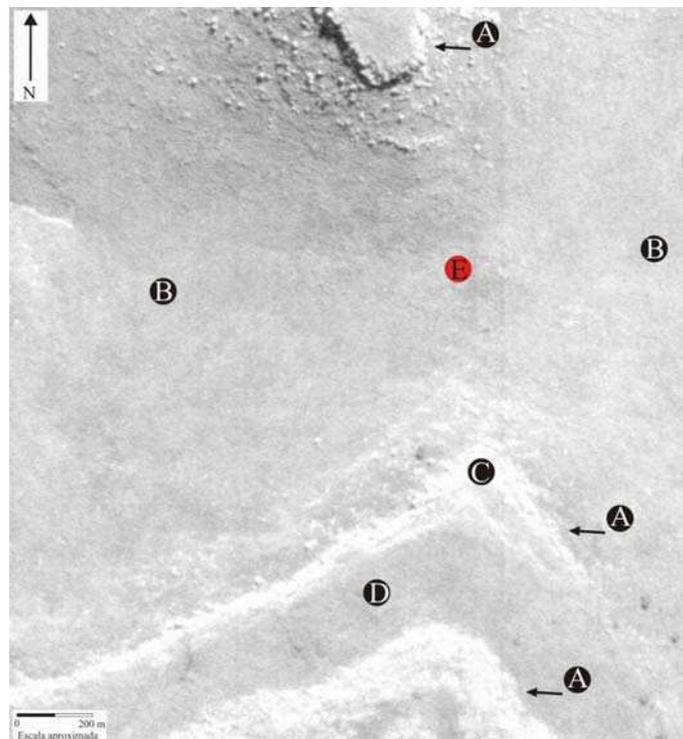
**Figura 126:** Distintos estados de desarrollo en cerros modelados en las SPPS, con participación de deslizamientos. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 129:** Partido de Tandil, *Zona 3*. Sector de L9, L11, L30. Abra del Arroyo El Puente. (a): FETI. (b): Talud inferior. (c): MEP. (d): Talud de menor jerarquía. (e): Plataforma estructural poco cubierta. (f): Remanentes de erosión del basamento cristalino. Las flechas negras verticales, señalan algunos sectores con deslizamientos. La flecha celeste el sentido de escurrimiento del agua. La línea de trazos de color negro, indica el límite aproximado entre el talud inferior y el MEP.

estructural y talud de menor jerarquía.



**Figura 128:** Partido de Tandil. *Zona 3*. Sector de L10, L14, L30, L33. (a): Grandes anfiteatros. (b): FETI. (c): Banco estructural. (d): Talud de menor jerarquía. (e): Deslizamientos. (f): Remanentes de erosión del basamento cristalino.



**Figura 130:** Partido de Tandil, Zona 3. A unos 400 m al noreste de L8 (A): FE. (B): Talud inferior. (C): “Saliente”. (D): Plataforma estructural y talud de menor jerarquía. Las caídas y vuelcos se producen a partir de los FE. (E): Sin embargo, entre ambos cerros, estos procesos han dejado de operar en el modelado del paisaje.

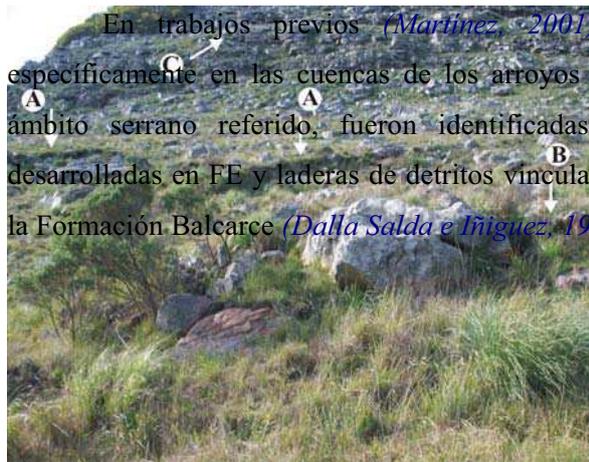
*Correlaciones con otras áreas de Tandilia y  
consideraciones finales*

### **17.1. Correlaciones con otras áreas de Tandilia**

Trabajos realizados por otros autores y observaciones propias han permitido diferenciar en distintos sectores del ámbito serrano de Tandilia, evidencias de movimientos en masa, desarrollados en cerros modelados en basamento cristalino y SPPS, como asimismo, otros impulsados por actividades humanas, vinculados a minería y obras viales.

En cerros elaborados en basamento cristalino del Complejo Buenos Aires (*Marchese y Di Paola, 1975*), fueron diferenciados deslizamientos en laderas de detritos (*Gentile, 2008b*), como asimismo afectando afloramientos rocosos de jerarquías menores e intermedias.

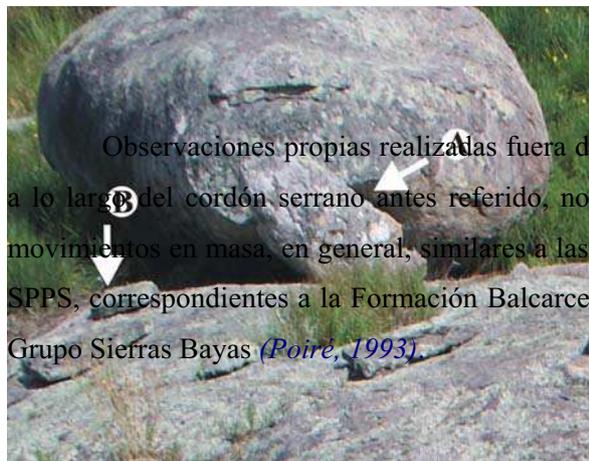
Cuando afectan afloramientos rocosos, lo hacen en parte de forma similar a los reconocidos en las zonas del presente estudio, indicando la operación de los mismos mecanismos en su desarrollo (*Figuras 133, 134*).



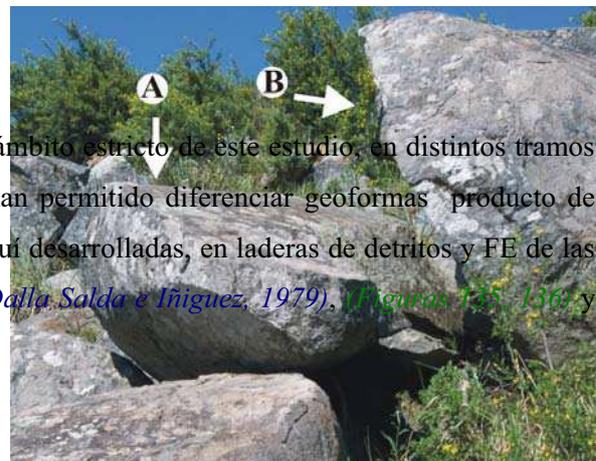
**Figura 135:** Autódromo La Barrosa (Balcarce). (A): Cicatriz de escarpa principal en zona de arranque de materiales. (B): Escarpa secundaria. Ambos desarrollados en un talud (o ladera de detritos). (C): FE en la Formación Balcarce. La fotografía fue obtenida el 30/07/2008. Nótese la similitud de la escarpa principal con la representada en la **Figura 89**. En el sector del FE la imagen tiene unos 100 m de ancho.



**Figura 136:** Autódromo La Barrosa (Balcarce). Un detalle de la **Figura 135**. (A): Escarpa principal de unos 0,6 m de alto. (B): Bloque movilizado. Nótese, al igual que en la figura anterior el carácter “fresco” de los rasgos, indicando movimientos cercanos a la fecha de toma de la fotografía. Obsérvese la semejanza con la **Figura 94**.



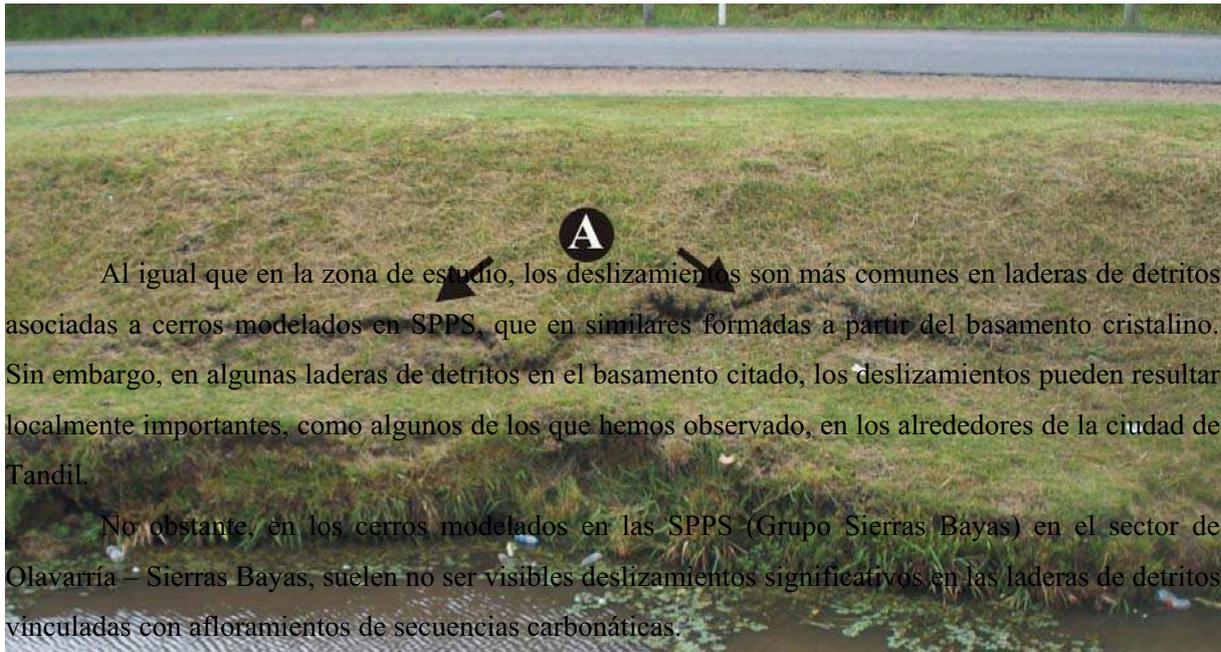
**Figura 133:** Alrededores de la ciudad de Tandil. (A): Fragmento de roca caído, de un típico bochón. (B): Fragmentos de estructuras en laja. Compárese con algunos de los ejemplos representados en el **Capítulo 11**. El fragmento de roca referido tiene unos 0,6 m de longitud.



**Figura 134:** Cerro La Movediza en la ciudad de Tandil. (A): Fragmento volcado, de un bochón. (B): Superficie inclinada. Compárese con algunos de los ejemplos representados en el **Capítulo 11**. El fragmento volcado tiene unos 2,5 m de largo.

En trabajos previos (Martínez, 2001), realizados en el sector oriental de Tandilia, específicamente en las cuencas de los arroyos Los Cueros y Seco, en la vertiente nororiental del ámbito serrano referido, fueron identificadas geoformas producto de movimientos en masa, desarrolladas en FE y laderas de detritos vinculados a cerros modelados en SPPS, correspondientes a la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iniguez, 1979).

Observaciones propias realizadas fuera del ámbito estricto de este estudio, en distintos tramos a lo largo del cordón serrano antes referido, nos han permitido diferenciar geoformas producto de movimientos en masa, en general, similares a las aquí desarrolladas, en laderas de detritos y FE de las SPPS, correspondientes a la Formación Balcarce (Dalla Salda e Iniguez, 1979), (Figuras 135-136) y Grupo Sierras Bayas (Poire, 1993).



Al igual que en la zona de estudio, los deslizamientos son más comunes en laderas de detritos asociadas a cerros modelados en SPPS, que en similares formadas a partir del basamento cristalino. Sin embargo, en algunas laderas de detritos en el basamento citado, los deslizamientos pueden resultar localmente importantes, como algunos de los que hemos observado, en los alrededores de la ciudad de Tandil.

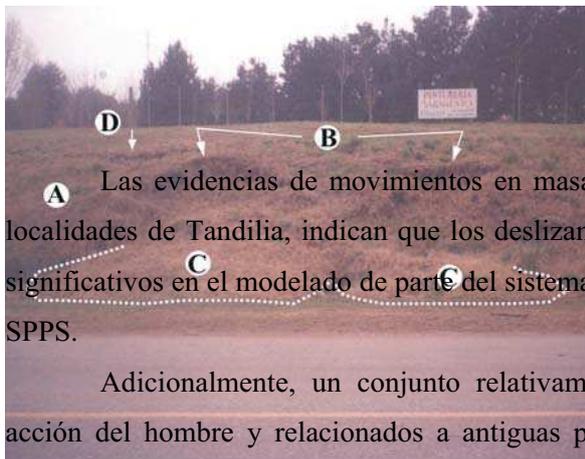
No obstante, en los cerros modelados en las SPPS (Grupo Sierras Bayas) en el sector de Olavarría – Sierras Bayas, suelen no ser visibles deslizamientos significativos en las laderas de detritos vinculadas con afloramientos de secuencias carbonáticas.

Por el contrario, lomadas y depresiones asociadas producto de movimientos en masa suelen diferenciarse en aquellas laderas de detritos asociadas a cerros ubicados al oeste de la localidad de Olavarría, modelados en la Formación Balcarce.

Al igual que en las zonas de estudio, en las barrancas asociadas a canales (*Figura 137*), los factores geológicos están vinculados al carácter mecánicamente pobre de los materiales. Éstos se integran en sectores por sedimentos de la CC y en otros se asocian a materiales producto de actividad antrópica, asociados a pendientes pronunciadas localmente. Los físicos corresponderían a socavamiento basal por acción del agua en los canales o al incremento del agua por precipitaciones o ambos.

Las actividades humanas al igual que en las zonas objeto de estudio impulsaron el desarrollo de movimientos en masa en la CC. Aquellos deslizamientos asociados a obras viales (Figuras 138, 139), se han generado a partir de frentes escarpados, elaborados por el hombre con el objeto en ocasiones de disminuir la pendiente de la traza del camino.

**Figura 137:** Ciudad de Tandil. Margen derecha de un tributario del Dique del Fuerte. (A): Escarpas de 0,2 – 0,3 m de altura en zonas de arranque de materiales. La longitud total es de aproximadamente 10 m y afecta sedimentos de la CC y en parte materiales producto de actividad humana.



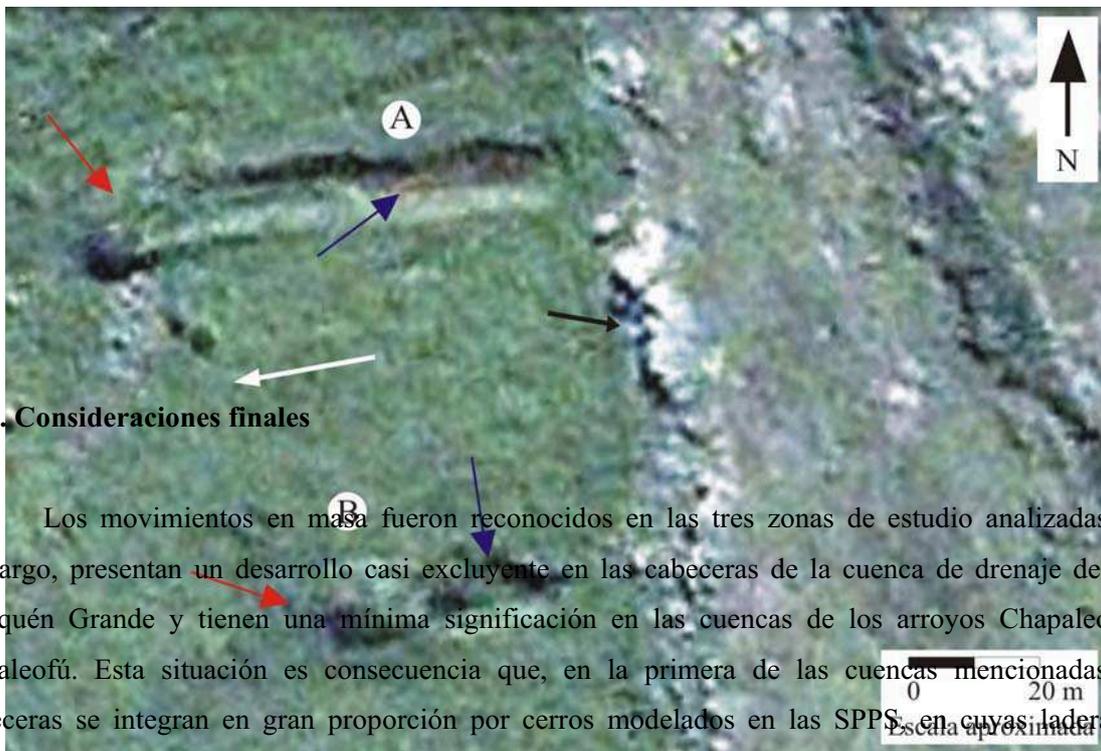
Las evidencias de movimientos en masa en la zona de estudio, sumado al registro en otras localidades de Tandilia, indican que los deslizamientos han sido y representan procesos geomórficos significativos en el modelado de parte del sistema serrano, principalmente en los cerros asociados a las SPPS.

Adicionalmente, un conjunto relativamente importante de deslizamientos impulsados por acción del hombre y relacionados a antiguas prácticas mineras en la ciudad de Tandil (Gentile y

**Figura 138:** Ciudad de Tandil. (A): Frente escarpado producido por actividad antropica en sedimentos de la CC. (B): Escarpas. (C): Materiales acumulados consecuencia de los deslizamientos. (D): Fracturas. (Figura 138) en la zona de estudio, oportunamente referida



**Figura 139:** Camino rural en el Partido de Azul. (A): Materiales movilizados por un deslizamiento en un frente escarpado producto de actividad antropica. (B): Bloque caído. Los frentes escarpados en distintos lugares de otros cerros no de la zona de estudio, oportunamente referida



**17.2. Consideraciones finales**

Los movimientos en masa fueron reconocidos en las tres zonas de estudio analizadas; sin embargo, presentan un desarrollo casi excluyente en las cabeceras de la cuenca de drenaje del Río Quequén Grande y tienen una mínima significación en las cuencas de los arroyos Chapaleofú y Napaleofú. Esta situación es consecuencia que, en la primera de las cuencas mencionadas, las cabeceras se integran en gran proporción por cerros modelados en las SPPS, en cuyas laderas de

detritos (particularmente en el talud inferior) se registraron las mayores evidencias de deslizamientos. Por su parte, en las cabeceras de las cuencas de drenaje de los arroyos (A) Chapaleofú y (B) Napaleofú, predominan cerros modelados, en el Complejo Buenos Aires, en los cuales no fueron registradas evidencias de deslizamientos en las laderas de acumulación de los mismos y la flecha negra, un frente escarpado en las SPPS.

Los deslizamientos en el área de estudio presentan un conjunto de características comunes que involucran: tipos de materiales movilizados, geformas afectadas, características geomorfológicas, edades relativas de los deslizamientos y probables mecanismos disparadores, como asimismo aspectos vinculados con la amenaza y riesgo de dichos procesos.

Con respecto a los tipos de materiales movilizados, las características físicas de las secuencias rocosas afectadas, indican que los deslizamientos actuaron en dos tipos de materiales básicos: rocas y suelos (regolito). Los primeros, agrupan rocas del basamento cristalino y SPPS, los restantes, detritos de ladera producto de la denudación fundamentalmente de las sedimentitas precedentemente señaladas y depósitos eólicos de la Formación Las Animas (*Rabassa, 1973*).

En las tres zonas, los deslizamientos afectaron geoformas de distinta jerarquía integrantes de cerros modelados en el Complejo Buenos Aires (*Marchese y Di Paola, 1975*), en las SPPS y formas menores en el MEP, como asimismo rasgos producto de actividad antrópica. Son mucho más importantes en los cerros modelados en las SPPS, que en aquellos vinculados al complejo referido y al MEP. A su vez, en los cerros integrados por SPPS, los deslizamientos se vinculan a dos geoformas características: FE y taludes. Considerando estos dos componentes morfológicos, los deslizamientos de mayor significación por los volúmenes desplazados en las tres zonas, se produjeron en todos los casos en los taludes, específicamente, en el talud inferior o talud principal.

Salvo algunas excepciones, no han sido reconocidos deslizamientos de magnitudes importantes, en aquellos cerros modelados en SPPS carentes del desarrollo de FE y de perfiles topográficos irregularmente convexos (en general ubicados hacia el sur de las zonas de estudio). Estos cerros no han favorecido el desarrollo de taludes y por consiguiente la generación de deslizamientos significativos.

En las zonas de estudio, las evidencias de movimientos en masa en el talud inferior de cerros modelados en las SPPS están caracterizadas por la presencia de zonas de “arranque” de materiales, en muchas ocasiones con desarrollo de escarpas muy bien definidas, zonas de agotamiento y de acumulación, bloques deslizados, relieve local escalonado y una topografía de lomadas y depresiones (“*hummocky*”). El desarrollo de estas geoformas además, provocó modificaciones de distinta índole en las características morfológicas de las laderas de detritos.

Considerando los movimientos gravitacionales producidos en los taludes en su totalidad, fue diferenciada una variedad de tipos de deslizamientos, entre ellos: movimientos rotacionales (simples y múltiples), translacionales, retrogresivos, *sucesivos*, *progresivos*, de *crecimiento transversal*, diminutivos, complejos (deslizamiento y flujo), reptación / deslizamiento (para “*terraces*”), *individuales*, *grupos*, *superpuestos* y deslizamientos de *primer término*.

Las características morfológicas observadas en fotografías aéreas, como también las registradas en parte en el terreno, indican que los movimientos en masa han afectado fundamentalmente el regolito de las laderas de detritos, conformando de esta manera deslizamientos *superficiales* o *poco profundos*.

Los FE desarrollados en los cerros de las SPPS han estado afectados a deslizamientos que se corresponden principalmente con caídas y vuelcos.

Las *reactivaciones* de los deslizamientos fueron reconocidas en las tres zonas de estudio, mediante la aplicación de criterios objetivos y subjetivos. La aplicación del carácter “fresco” (criterio

subjetivo) de ciertas características morfológicas de un deslizamiento, a partir de una fotografía, como indicadoras de que el mismo podría haberse producido en momentos previos, pero no muy alejados de la fecha de toma de la fotografía, resultó una herramienta útil, para este tipo de tratamiento. La utilización de dicho criterio, en los deslizamientos producidos en el intervalo: segunda mitad de la década del sesenta – primera mitad de la década del ochenta en la *Zona 2*, comprobó que el mismo resultó fructífero, en la determinación de *reactivaciones*. Éstas se correspondieron con *reactivaciones en sentido estricto* del término.

Si bien en las zonas de estudio son comunes, los movimientos *inactivos* podrían ser reactivados por las mismas causas que los originaron, constituyendo de esta manera movimientos *apagados*.

Las geoformas producto de movimientos en masa en las tres zonas son indicadoras de que los deslizamientos han sido y son activos en el modelado del paisaje, adquiriendo el carácter de proceso formativo en el sentido de *Crozier (2010)*, en gran parte del talud inferior y FE asociados a cerros modelados en las SPPS.

Los deslizamientos producidos en los taludes y FE están desconectados de la red de drenaje establecida principalmente en el MEP, siendo de esta manera, nulo el impacto sobre ella. Sin embargo, distinta es la situación de acoplamiento e impacto de los deslizamientos con respecto a ciertos cursos que fluyen en el contacto entre el MEP y las laderas de detritos, como también en aquellos que se ubican en el interior de dichas laderas.

Considerando la importancia de los deslizamientos en el modelado de los cerros, en las SPPS, tal como fuera referido en el *Capítulo 16*, estos procesos habrían sido activos desde épocas muy tempranas de la evolución del paisaje serrano. De acuerdo a esta interpretación, en el MEP, algo más allá de las laderas de detritos y cubiertos por depósitos de la Formación Las Animas (*Rabassa, 1973*), deberían registrarse (al menos en sectores), materiales producto de antiguos movimientos en masa.

Los deslizamientos vinculados a cerros del Complejo Buenos Aires (*Marchese y Di Paola, 1975*) son en general de escasa significación y afectaron principalmente geoformas menores e intermedias, integrantes de afloramientos rocosos, las que fueron liberadas de mantos de meteorización y expuestas por procesos erosivos. Dichos movimientos están representados por deslizamientos de rocas (planares), caídas y vuelcos, producidos a través de planos de debilidad estructural.

En el MEP, los deslizamientos afectaron geoformas con desarrollo de pendientes locales pronunciadas, correspondientes a escarpas erosivas en canales labrados principalmente en depósitos de la Formación Las Animas (*Rabassa, 1973*), donde se reconocieron principalmente, desmoronamientos y vuelcos, en general de escasas dimensiones.

En frentes escarpados producidos por desmontes en caminos, debido a actividades humanas, se generaron deslizamientos en sentido amplio, siendo diferenciados en ocasiones desmoronamientos, de escasa magnitud y desplazamiento.

En las mismas laderas de detritos de las tres zonas se diferencian deslizamientos “antiguos” (“muy viejos” y “viejos”) y en al menos dos de ellas (*Zona 2, Zona 3*), fueron reconocidos deslizamientos “recientes”.

En principio, las causas de los deslizamientos producidos en las laderas de detritos estarían relacionadas con factores geológicos y físicos. Considerando los primeros, los materiales que integran dichas laderas corresponden a regolito (o suelos), de naturaleza friable, débiles estructuralmente y susceptibles a cambios en las propiedades mecánicas por incremento en el contenido de agua. Los restantes estarían vinculados con aquellos factores que provocan la desestabilización de los materiales de las laderas, correspondiéndose en este caso muy probablemente con precipitaciones, las que habrían actuado como mecanismos disparadores de gran parte de los deslizamientos.

Con respecto a las precipitaciones, una estrecha correlación pudo ser establecida entre el incremento en las lluvias y la generación de deslizamientos “recientes” en sectores de Sierra La Juanita (*Zona 2*) y extremo sur del partido de Tandil (*Zona 3*). De la misma manera, tal como fuera interpretado, los deslizamientos producidos en algunas localidades de la *Zona 2* en el intervalo correspondiente a la segunda mitad de la década del sesenta y primera mitad de la década del ochenta, podrían haber sido impulsados por precipitaciones importantes, registradas en las tres estaciones meteorológicas utilizadas (como también en la ESR), durante el mes de abril de 1980.

Los factores geológicos en FE modelados en las SPPS y geoformas menores desarrolladas en el Complejo Buenos Aires estarían relacionados al desarrollo de estructuras favorables, representadas por diaclasas y superficies de estratificación en los primeros y zonas de debilidad primaria en los restantes, a través de las cuales los procesos de meteorización habrían debilitado mecánicamente a las rocas favoreciendo los deslizamientos.

En los deslizamientos registrados en barrancas erosivas de canales labrados en depósitos eólicos de la Formación Las Animas (*Rabassa, 1973*), en el MEP, los factores geológicos están vinculados al carácter mecánicamente pobre de dichos materiales y pendientes pronunciadas localmente. Los físicos corresponderían en parte a socavamiento basal por la acción del agua en los canales.

Factores geológicos similares a los anteriores, y probablemente la acción del agua como mecanismo físico disparador, estarían relacionados a los deslizamientos en frentes escarpados producto de actividades humanas vinculadas a obras viales.

El registro de rasgos producto de movimientos en masa asociados a distintas geoformas mayores, pero en particular en los taludes y FE de cerros modelados en las SPPS, donde se han diferenciado deslizamientos de distinta edad, es indicador, de la amenaza de deslizamientos en las tres zonas consideradas. Sin embargo, actualmente, el riesgo en gran parte de las zonas puede ser considerado mínimo. En algunos casos, debido a los modestos volúmenes de materiales desplazados y en las laderas de detritos (casi exclusivamente talud inferior) y FE como consecuencia del exiguo desarrollo de actividades, en muchos de los sectores de producción de deslizamientos. No obstante, la

ocupación en el futuro, del talud mencionado (y FE más importantes) podría generar riesgos de distintos tipos.

## **Agradecimientos**

A los doctores E. E. Kruse y N. V. Dangavs director y codirector respectivamente de la tesis, por el apoyo constante durante el desarrollo de la misma.

A las autoridades de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, por las facilidades brindadas durante el desarrollo del trabajo.

A los árbitros, doctores J. Codignotto, J. Rabassa y E. Schnack, cuyas correcciones, sugerencias y comentarios, mejoraron sustancialmente el contenido de la tesis.

Al Dr. E. Fucks por los comentarios e intercambio de ideas respecto a distintos aspectos de los temas desarrollados.

Al colega Lic. H. A. Villalba, quien colaboró en algunos de los trabajos de campo. Nuestro agradecimiento, es asimismo extensivo al agrimensor J. Salinas, quien facilitó el teodolito para la realización de los perfiles topográficos.

A los propietarios y personal de los establecimientos donde se ubican las localidades, por las facilidades brindadas durante los trabajos en campaña. En especial, a los señores L. Herrera Vegas y D. Lorda, propietario y encargado respectivamente, de la Estancia Santa Rosa. El primero de ellos, suministró además los datos de lluvia, que fueran utilizados en los capítulos trece y catorce, como también información, respecto a la edad de algunos componentes del paisaje, relacionados con geformas producto de movimientos en masa.

#### **Lista de trabajos citados en el texto**

**AMOS, A., B. QUARTINO y R. ZARDINI. 1972.**

*El " Grupo La Tinta " (Provincia de Buenos Aires). Paleozoico y Precámbrico?*

25 Congreso Bras. de Geología, Actas: 211-221. San Pablo.

**AMOS, A., C. R. CORTELEZZI, C. R. y R. E. PAVLICEVIC. 1985.**

*Un caso de remoción en masa y procesos de diapirismo por encima del nivel estromatolítico de la Cantera Colombo, en el Cerro Matilde, Sierras Bayas, Provincia de Buenos Aires.*

Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Resúmenes, página 244. Tandil.

**AGUIRRE, E. 1897.**

*La Gruta de Aguas Doradas.*

Anales Museo Nacional de Buenos Aires, 2ª Serie, II: 303-307.

**AYALA, I. A. 2000.**

*Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología.*

Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, 41: 7-25. UNAM.

**BARNARD, P. L., L. A. OWEN, M. C. SHARMA y R. C. FINKEL. 2001.**

*Natural and human-induced landsliding in the Garhwal Himalaya of northern India.*  
Geomorphology 40 (1-2): 21-35.

**BERTOLINI J. C. 1982.**

*Descripción y clasificación de los movimientos de masa en las barrancas entrerrianas del Río Paraná, República Argentina.*

Actas Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, IX: 37-52. Buenos Aires.

**BERTOLINI, G. y M. PELLEGRINI. 2001.**

*The landslides of the Emilia Apennines (northern Italy) with reference to those which resumed activity in the 1994-1999 period and required Civil Protection interventions.*

Quaderni di Geologia Applicata, 8 (1): 27-74.

**BERTOLINI, D. G, M. T. DE NARDO y M. PIZZIOLO. 2002.**

*32,000 landslides in the Emilia-Romagna Apennines: knowledge and management.*

Third Congress on Regional Cartography and Information Systems.

[http://www.regione.emilia-romagna.it/geologia/e\\_abstr3.htm](http://www.regione.emilia-romagna.it/geologia/e_abstr3.htm)

**BLOOM, A. L. 1991.**

*A systematic analysis of late Cenozoic landforms.*

Prentice Hall, New York, 532 páginas.

**BÖGLI, A. 1980.**

*Karst hydrology and physical speleology.*

(Trad. Por J. C. Schmid). Springer-Verlag, Berlín, 284 páginas.

**BORELLO, A. 1966.**

*Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires.*

Paleontografía Bonaerense, Fascículo 5, Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires. La Plata.

**BORNHARDT, W. 1900.**

*Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas.*

D. Reimer, Berlín, 595 páginas.

**BOURNE, J. A. y C. R. TWIDALE. 2002.**

*Morphology and origin of three bornhardt inselbergs near Lake Johnston, Western Australia.*

Journal of the Royal Society of Western Australia 85: 83-102.

**BRUNSDEN, D. 1993.**

*Mass Movements; the research frontier and beyond: a geomorphological approach.*

Geomorphology 7: 85-128.

**BURGOS, J. J. y A. L. VIDAL. 1951.**

*Los climas de la República Argentina, según la nueva clasificación de Thornthwaite.*

Meteoros, Año 1: 3-32.

**CABRERA, A. L. 1953.**

*Esquema fitogeográfico de la República Argentina.*

Extracto de la Revista del Museo de la Plata (Nueva Serie), Sección Botánica 8: 87-168.

**CABRERA, A. L. 1971.**

*Fitogeografía de la República Argentina.*

Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica 14 (1-2); 42 páginas.

**CAMPBELL, E. M. 1997.**

*Granite landforms.*

Journal of the Royal Society of Western Australia 80 (3): 101-112.

**CARDINALI, M., P. REICHENBACH, F. GUZZETTI, F. ARDIZZONE, G. ANTONINI, M. GALLI, M. CACCIANO, M. CASTELLANI y P. SALVATI. 2002.**

*A geomorphological approach to the estimation of landslide hazards and risks in Umbria, Central Italy.*

Natural Hazards and Earth System Sciences 2: 57-72.

**CENDRERO, A. 1997.**

*Riesgos naturales e impacto ambiental.*

En: La interpretación de la problemática ambiental: Enfoques básicos. II, M. Novo (ed.).

Universidad-Empresa, pp: 23-91. Madrid

**CERESOLE, G. 1991.**

*Investigación arqueológica de los corrales de piedra del área serrana del Sistema de Tandilia, Provincia de Buenos Aires y áreas adyacentes.*

MS. Informe de avance presentado a la Universidad Nacional de Luján.

**CINGOLANI, C. A., R. VARELA y E. LEONE. 1985**

*Las unidades precenozoicas del área comprendida entre La Numancia y Sierra Larga, Sierras Septentrionales de Buenos Aires.*

Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Resúmenes, página 99.

**COROMINAS DULCET, J. 1987.**

*Criterios para la confección de mapas de peligrosidad de movimientos de ladera.*

En: Riesgos Geológicos. Instituto Geológico y Minero de España, pp: 193-201.

**COROMINAS, J. y A. GARCÍA YAGUE. 1997.**

*"Terminología de los movimientos de ladera",*

En Alonso, E., J. Corominas. J. Chacon. C. Oteo y J. Perez (eds.), IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, III, Granada, España, pp: 1051-1072.

**CORTE, A. E. y N. R. RODRÍGUEZ. 1971.**

*Mediciones de transporte en masa en taludes. Parte I: Sierra de la Ventana.*

Actas Reunión sobre la Geología de las Sierras Australes Bonaerenses, Bahía Blanca. CIC de la Provincia de Buenos Aires, La Plata, pp: 97 – 101.

**CORTELEZZI, C. R. y J. RABASSA. 1975.**

*Contribución al conocimiento de la geología del área del cerro Tandileofú.*

Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 475-480.

**CROZIER, M. J. 1975.**

*Techniques for the morphometric analysis of landslips.*

Zeitschrift für Geomorphologie 17: 78-101.

**CROZIER, M. J. 1984.**

*Field assessment of slope instability.*

In: D. Brundsen & D. B. Prior (eds), Slope Instability. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp: 103-142.

**CROZIER, M. J. y T. GLADE. 2005.**

*Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach.*

En: Glade, T.; Anderson, M. & Crozier, M. J. (Eds.): Landslides Hazard and Risk. Wiley. Chichester, pp: 1-40.

**CROZIER, M. J. 2010.**

*Landslide geomorphology: An argument for recognition, with examples from New Zealand.*

Geomorphology 120 (1-2): 3-15.

**CRUDEN, D. M. 1991.**

*A simple definition of a landslide.*

IAEG Bulletin 43: 27-29.

**CRUDEN, D. M. y D. J. VARNES. 1996.**

*Landslides types and processes.*

In: Turner A. K., Schuster, R. L. (Eds.), Landslides: Investigation and mitigation. Special Report 247, Transportation research board, US National research council, Washington, D.C., pp: 36-75.

**CHIGIRA M. 2002.**

*Geologic factors contributing to landslide generation in a pyroclastic area: August 1998 Nishigo Village, Japan.*

Geomorphology 46 (1-2):117-128.

**DALLA SALDA, L. y A. IÑIGUEZ. 1979.**

*La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires.*

Séptimo Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 539-550.

**DALLA SALDA, L., R. E. DE BARRIO, H. J. ETCHEVESTE y R. R. FERNÁNDEZ. 2005.**

*El Basamento de las Sierras de Tandilia.*

R. E. de Barrio, R. O. Etcheverry, M. F. Caballé y E. Llambías (edit.): Geol. y Rec. Min. de la Prov. de Bs. As. Relat. del XVI Cong. Geol. Arg. La Plata, 2005. Cap. III: 31-50.

**DEMOULIN, A., M. ZÁRATE y J. RABASSA. 2005.**

*Long-term landscape development: a perspective from the southern Buenos Aires ranges of east central Argentina.*

Journal of South American Earth Sciences 19, 193–204

**DE FRANCESCO, F. 1971.**

*Geología superficial en el área pedemontana del flanco Sudoccidental de la Sierra de La Ventana. Provincia de Buenos Aires*

Comisión de Investigaciones Científicas. Reuniones Científicas Informativas. Informe inédito. En: *Fidalgo et al., 1975*. Relatorio VI Congreso Geológico Argentino, Actas: 103-138.

**DE FRANCESCO, F. O. 1992.**

*Formación Del Aguila: depósitos pedemontanos en el Sector occidental de Sierras Australes. Provincia de Buenos Aires.*

Terceras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Actas: 13-16. La Plata.

**DIKAU, R., D. BRUNSDEN, L. SCHROTT y M. L. IBSEN. 1996.**

*Landslide Recognition. Identification, Movement and Causes.*

In: Dikau, R., D. Brunsten, L. Schrott and M. L. Ibsen (Eds.) Wiley & Sons, Chichester, pp: 1-12.

**DI PAOLA, E. 1988.**

*Alteración caolinitico-esmectítica en Sierra La Barrosa, Balcarce, Buenos Aires.*

Revista Asociación Geológica Argentina 18 (3): 304-314.

**DRISTAS, J. A. 1983.**

*Petrología de una metariolita en la Sierra del Tigre, Tandilia.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (2): 192-200.

**DUYMOVICH, O. A. y C. P. MONEDA. 1965.**

*Cavernas de la Provincia de Buenos Aires.*

Anales Comisión Investigaciones Científicas Buenos Aires, VI: 111-150. La Plata.

**EISBACHER, G. H. y J. J. CLAGUE. 1984.**

*Destructive mass movements in high mountain: Hazard and management.*

Geological Survey Canada, Paper 84-16, 230 pp.

**EPOCH (European Community Programme). 1993.**

*Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community.*

In: Flageollet, J. C. (Ed.), 3 vols.

**ESCOSTEGUY, L. D., S. E. GEUNA y L. FAUQUÉ. 1999.**

*La avalancha de rocas del Moncol, Cordillera Principal, Neuquén.*

XIV Congreso Geológico Argentino, Actas II: 67 – 70.

**ESPIZÚA, L. E., J. D. BENGOCHEA y C. J. AGUADO. 1993.**

*Mapa de Riesgo de remoción en masa en el valle del Río Mendoza.*

XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas VI: 323-332.

**ETCHEVESTE, H. y R. FERNÁNDEZ. 1994.**

*Asociaciones de óxidos y sulfuros en diques básicos de las Sierras de Tandil, provincia de Buenos Aires.*

Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología, 11: 99 – 118.

**EVANS, S. G. y CLAGUE, J. J. 1994.**

*Recent climate change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments.*

**Geomorphology 10 (1-4): 107-128.**

**FERNÁNDEZ, R. y H. ETCHEVESTE. 1995.**

*Caracterización geoquímica y petrológica de diques del Sistema de Tandilia. Argentina.*

Cuartas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Volumen 1: 329-337.

**FIDALGO, F., F. O. DE FRANCESCO y R. PASCUAL. 1975.**

*Geología Superficial de la Llanura Bonaerense.*

Relatorio del VI Congreso Geológico Argentino, Actas: 103-138.

**FLAGEOLLET, J. C. 1996.**

*The time dimension in the study of mass movements.*

Geomorphology 15: 185-190.

**FRENGUELLI, J. 1950.**

*Rasgos generales de la morfología y geología de la Provincia de Buenos Aires.*

Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, Serie 2: 1-72. La Plata.

**GARCÍA PALOMO, A., V. CARLOS VALERIO, C. LÓPEZ MIGUEL, A. GALVÁN GARCÍA y A. CONCHA DIMAS. 2006.**

*Landslide inventory map of Guadalupe Range, north of the Mexico Basin.*

Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Número Especial de Geología Urbana. 57 (2): 195-204.

**GENTILE, R. O. 1998.**

*Depósitos del Holoceno tardío en Sierras Septentrionales (Provincia de Buenos Aires, República Argentina).*

Actas II Congreso Uruguayo de Geología: 32-37. Punta del Este.

**GENTILE, R. O. y H. A. VILLALBA. 2003a.**

*Deslizamientos y rasgos asociados producidos en el año 2001 en un sector de las Sierras Septentrionales (Provincia de Buenos Aires).*

Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente (ASAGAI) 19: 31-44. Buenos Aires.

**GENTILE, R. O. y H. A. VILLALBA. 2003b.**

*Deslizamientos recientes en el extremo sur del Partido de Tandil (Provincia de Buenos Aires).*

II° Congreso Nacional de Cuaternario y Geomorfología. Actas: 275-282. San Miguel de Tucumán.

**GENTILE R. O. 2005.**

*Procesos de remoción en masa en el extremo sur del Partido de Tandil.*

Tesis Mg. Sc. Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales (Universidad Nacional de La Plata). 197 páginas.

**GENTILE, R. O. 2006.**

*Movimientos en masa en laderas del sur del Partido de Tandil (Provincia de Buenos Aires).*

III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Actas, I: 405 - 415. Córdoba.

**GENTILE, R. O. 2007.**

*Movimientos en masa en sectores del Partido de Tandil.*

Semana de Ciencia y Tecnología. Facultad de Ciencias Sociales, UNICEN.

**GENTILE, R. O. y H. A. VILLALBA. 2008.**

*Antiguas minas de arena y daños en obras (Tandil, Provincia de Buenos Aires).*

Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente (ASAGAI). 22: 13-30. Buenos Aires.

**GENTILE, R. O. 2008a.**

*Movimientos en masa en Cuchilla de las Águilas, Cerro Gruta de Oro y alrededores (Partido de Benito Juárez, Provincia de Bs. As.).*

Congreso Geológico Argentino, Actas: 1216-1217. San Salvador de Jujuy.

**GENTILE, R. O. 2008b.**

*Movimientos en masa en sectores del Partido de Tandil (Provincia de Buenos Aires).*

XVII Congreso Geológico Argentino. Actas: 1214-1215. San Salvador de Jujuy.

**GENTILE, R. O. 2009a.**

*Patrimonio geológico de los partidos de Tandil, Olavarría y Azul (Provincia de Buenos Aires).*

En: Patrimonio, ciencia y comunidad. Su abordaje en los partidos de Azul, Olavarría y Tandil. Editores: Endere, M. L. y J. L. Prado. INCUAPA, Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires. Municipalidad de Olavarría.

**GENTILE, R. O. 2009b.**

*Deslizamientos en el área de Sierra La Juanita y alrededores (Partidos de Tandil y Benito Juárez).*

9° Simposio de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente. 2 páginas. Versión CD. Mar del Plata.

**GENTILE, R. O. 2009c.**

*Geofomas en rocas del basamento cristalino en cerros del área de la Cantera Tartagal y alrededores (Tandil, Provincia de Buenos Aires).*

Cuarto Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Resúmenes: 10. La Plata.

**GENTILE, R. O y A. M. RIBOT. 2009.**

*Caracterización preliminar de depósitos fluviales utilizados antiguamente en la construcción, Tandil (Prov. de Buenos Aires).*

9° Simposio de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente. 2 páginas. Versión CD. Mar del Plata.

**GILBERT, G. K. 1904.**

*Domes and dome structures of the High Sierra.*

Geological Society of America Bulletin 15: 29–36.

**GONZÁLEZ DÍAZ, E. F. y A. FOLGUERA. 2006.**

*La avalancha de rocas de Pilun Challa: Ratificación de una única Glaciación en la región de Caviahue-Copahue y sus adyacencias (Neuquén).*

Revista de la Asociación geológica Argentina 61 (1): 19-30.

**GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., A. FOLGUERA, C. H. COSTA, E. WRIGHT, y M. ELLISONDO. 2006.**

*Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°-38° S: Una propuesta de inducción sísmica.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina 61 (2): 197-217.

**GONZÁLEZ DÍEZ, A., L. SALAS, J. R. DÍAZ de TERÁN y A. CENDRERO. 1996.**

*Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain.*

Geomorphology 15: 291-309.

**GUTIÉRREZ ELORZA, M. 2001.**

*Geomorfología Climática.*

Ediciones Omega, 642 páginas.

**GUTIÉRREZ ELORZA, M. 2008.**

*Geomorfología.*

Pearson Educación. Prentice Hall. Madrid. 920 páginas.

**GUZZETTI, F., A. CARRARA, M. CARDINALI y P. REICHENBACH. 1999.**

*Landslide hazard evaluation: an aid to a sustainable development.*

Geomorphology 31:181–216.

**HARRINGTON, H. J. 1936.**

*El Conglomerado rojo de las Sierras Australes de Buenos Aires y sus relaciones con el relieve de montaña.*

Instituto del Museo de la Universidad Nacional de La Plata. Obra del Cincuentenario. Buenos Aires. Tomo II, 184 páginas, 12 láminas.

**HIGGINGS, C. G. 1982**

*Grazing-step terracettes and their significance.*

Zeitschrift für Geomorphologie 26:459-472.

**HSU, K. Y. 1975**

*Catastrophic debris stream (Sturztroms) generated by rockfalls.*

Geological Society of America Bulletin 86:129-140.

**HUTCHINSON, N. J. 1968.**

*Mass Movements.*

In: Fairbridge, R. W. (Ed.). The Encyclopedia of Geomorphology. Reinhold. New York, 688-695.

**HUTCHINSON, N. J. 1988.**

*Morphological geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology.*

In: Bonnard, C. (Ed.) Landslides. Proceedings of 5<sup>th</sup> International Symposium on Landslide, vol. 1: 3-35. A. A. Balkema, Rotterdam, Netherlands.

**IMBELLONI, P., M. TERUGGI y L. MORMENEO. 1990.**

*Crotovinas en sedimentos cuaternarios del Partido de La Plata.*

En: M. Zárate (Ed.). Características, Cronología y Significado Paleoclimático del Loess. Simposio Internacional sobre Loess. Comisión de Cuaternario de América del Sur. Actas: 166-172

**INQUA. 2007.**

*Subcomisión on Quaternary Stratigraphy.*

Cairns, Queensland (Australia).

**INTA. 1989.**

*Mapa de Suelos de la Provincia de Buenos Aires, Escala 1:500.000.*

525 páginas. Buenos Aires.

**INTA. 1993.**

*Carta de Suelos de la República Argentina. Hoja 3760-29, Sierra del Tandil.*

40 páginas.

**IÑIGUEZ RODRIGUEZ, A. M. y P. E. ZALBA. 1974.**

*Geología de las arcillas refractarias de la provincia de Buenos Aires.*

Revista de la Asociación Argentina, 29 (3): 304-310.

**IÑIGUEZ, A. M., A. DEL VALLE, D. G. POIRÉ, L. A. SPALLETTI y P. E. ZALBA. 1989.**

*Cuenca precámbrica / paleozoica inferior de Tandilia, Provincia de Buenos Aires.*

En: Chebli, G. y Spalletti, L. A. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, pp: 245- 263.

Univ. Nac. de Tucumán, Inst. Sup. de Correlación Geológica, Serie Correlación geológica 6.

**JAKOB, M. y S. LAMBERT. 2009.**

*Climate change effects on landslides along the southwest coast of British Columbia.*

Geomorphology 107: 275–284

**JIBSON, R.W. y D. K. KEEFER. 1988.**

*Landslides Triggered by Earthquakes in the Central Mississippi Valley, Tennessee and Kentucky.*

Professional Paper 1336-C, 24 páginas. U.S. Geological Survey.

**KEIDEL, J. 1916.**

*Geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud Africa y Los Andes.*

Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería

XI (3):1 - 78. Buenos Aires.

**KEEFER D. K. 1984.**

*Landslides Caused by Earthquakes.*

Geological Society of America Bulletin 95 (4): 406-421.

**KEEFER, D. K., 1999.**

*Earthquake-induced landslides and their effects on alluvial fans.*

Journal of Sedimentary Research 69: 84-104.

**KESEL, R. H. 1973.**

*Inselbergs landforms elements: definition and synthesis.*

Revue de Géomorphologie Dynamique 22: 97-108.

**KILMURRAY, J. O., M. A. LEGUIZAMÓN y A. RIBOT. 1985.**

*Los diques de diabasa del noroeste de las Sierras de Azul, Provincia de Buenos Aires.*

Primeras Jornadas Geológicas Bonarenses. Actas: 931-934.

**KING, L. C. 1942.**

*South African Scenery: A Textbook of Geomorphology.*

Oliver & Boyd, Edinburgh, 308 páginas.

**KING, L. C. 1957a.**

*Landscape study in Southern Africa.*

Proceedings Geological Society of South Africa 50: 22-52.

**KING, L. C. 1957b.**

*The Uniformitarian nature of hillslopes.*

Transactions of the Edinburgh Geological Society 17: 81-102.

**KING, L. C. 1962.**

*The Morphology of the Earth. A Study and Synthesis of World Scenery.*

Oliver & Boyd. Edinburgh, 726 páginas.

**KORUP, O. 2003.**

*Landslide – induced river disruption: geomorphic imprints and scaling effects in Alpine catchments of South Westland and Fiordland.*

New Zealand School of Earth Sciences, Wellington, Victoria University of Wellington. 314 páginas.

**KRUSE, E. y P. LAURENCENA. 2005.**

*Aguas superficiales. Relación con el régimen subterráneo y fenómenos de anegamiento.*

En: De Barrio, R. E., Etcheverry, R. O., Caballé, M. F. y Llambías, E. (eds.) Geología y recursos naturales de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio del 16° Congreso Geológico Argentino, 313-325, La Plata.

**LACOSTE, A., L. LONCKE, F. CHANIER, J. BAILLEUL, B. C. VENDEVILLE y G. MAHIEUX. 2009.**

*Morphology and structure of a landslide complex in an active margin setting: The Waitawhiti complex, North Island, New Zealand.*

Geomorphology 109: 184–196.

**LEE, S. W. 1981.**

*Landslides in Taiwan.*

Proceedings South East Asian Regional Symposium on Problems on Soil Erosion and Sedimentation, pp: 195-206. Bangkok.

**LEMA, H. y R. CUCHI. 1981.**

*Hallazgo de metavulcanitas en el cerro Tandileofú, Provincia de Buenos Aires.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina, XXXVI. 1-103.

**LEVERATTO, M. A. y H. G. MARCHESE. 1983.**

*Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de Sierra de La Tinta – Barker – Villa Cacique – Arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina 38 (2): 235-247.

**LYELL, C. 1833.**

*Principles of Geology, being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface.*

Vol. 3. London.

**MARCHESE, H. G. y E. DI PAOLA. 1975.**

*Reinterpretación estratigráfica de la Perforación de Punta Mogotes I, provincia de Buenos Aires.*

Revista Asociación Geológica Argentina 30 (1): 44-52.

**MARCOMINI, S. C. y R. A. LÓPEZ. 2000.**

*Geomorfología y ordenamiento territorial del sector costero comprendido entre la ciudad de Miramar y el arroyo Nutria Mansa, partido de general Alvarado.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (3): 251-264.

**MARCOMINI, S. C., R. A. LÓPEZ y SPINOGLIO, A. 2007.**

*Uso de la morfología costera como geoindicador de susceptibilidad a la erosión en costas cohesivas, Necochea, Buenos Aires.*

Revista de la Asoc. Geológica Argentina, 62 (3): 396-404.

**MARTÍNEZ, G. A. 2001.**

*Geomorfología y Geología del Cenozoico superior de las cuencas de los arroyos Los Cueros y Seco, vertiente nororiental de las Sierras Septentrionales, provincia de Buenos Aires.*

Tesis Doctoral, 348 pp. Universidad Nacional de Mar del Plata.

**MCGUIRE, B., P. BURTON, C. KILBURN y D. WILLETS. 2004.**

*World Atlas of Natural Hazards.*

Arnold. London, 120 páginas.

**MOREIRAS, S. M. 2006.**

*Estudio geomorfológico de la avalancha de rocas Piedras Blancas, Provincia de Mendoza, Argentina.*

III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 1: 23-31. Córdoba.

**MOREIRAS, S. M. 2009.**

*Avalancha de rocas Pleistocena de Cortaderas, Andes Centrales.*

Cuarto Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Resúmenes: 383. La Plata.

**NÁGERA, J. 1932.**

*Primera carta geológica general de Tandilia. Escala 1:500.000.*

**NÁGERA, J. 1940.**

*Historia física de la provincia de Buenos Aires, 1. Tandilia.*

Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación. Universidad Nacional de La Plata.

Biblioteca Humanidades, 24 páginas. La Plata.

**OCAKOGLU, F., GOKCEOGLU, C. y ERCANOGLU, M. 2002.**

*Dynamics of a complex mass movement triggered by heavy rainfall: a case study from NW Turkey.*

Geomorphology 42: 329-341.

**ONIONS, C. T. 1933.**

*Oxford English Dictionary.*

London. England. Oxford University Press.

**PARSONS, A. J. 1988.**

*Hillslope form.*

Routledge, 212 páginas. London.

**PEREYRA, F. X. y E. F. GONZÁLEZ DÍAZ. 1993.**

*Reinterpretación geomórfica de la llamada Morena de los Horcones, Puente del Inca, Provincia de Mendoza.*

XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas VI: 73-79.

**PEREYRA, F. X. y J. A. FERRER. 1995.**

*Geomorfología del flanco nororiental de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires.*

Cuartas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas 1: 239-247. Junín.

**PLAFKER, G. y G. E. ERICKSEN. 1978.**

*Nevados Huascarán avalanches, Peru.*

In: Voight, B., ed., Rockslides and avalanches, I: Natural phenomena: Developments in Geotechnical Engineering 14a. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp: 277-314.

**POIRÉ, D. G. 1987.**

*Mineralogía y Sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el núcleo septentrional de las sierras homónimas, Olavarría, Provincia de Buenos Aires.*

Tesis Doctoral, (Inéd.). Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. 494 páginas.

**POIRÉ, G. 1993.**

*Estratigrafía del Precámbrico sedimentario de Olavarría, Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina.*

XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 1-11.

**POIRÉ, G. y L. SPALLETTI. 2005.**

*La Cubierta Sedimentaria Precámbrica - Paleozoica Inferior del Sistema de Tandilia.*

En: Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, R. de Barrio, R. Etcheverry, M. F. Caballé y E. Llambías (eds.), Cap. IV, pp: 51-68. La Plata.

**QUARTINO, B. J. y J. F. VILLAR FABRE. 1967.**

*Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker (Provincia de Buenos Aires), a la luz del estudio de localidades críticas.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires 22 (3), pp: 223-251.

**RABASSA, J., 1971.**

*Geología superficial en la Hoja Sierras de Tandil, Provincia de Buenos Aires.*

Trab. Licenciatura inédito N° 16; Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, 42 páginas.

**RABASSA, J., 1973.**

*Geología superficial en la Hoja "Sierras de Tandil".*

Anales 3: 115-160. LEMIT. La Plata.

**RABASSA, J. 1989.**

*Geología de los depósitos del Pleistoceno superior y Holoceno en las cabeceras del Río Sauce Grande, provincia de Buenos Aires.*

Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Actas: 765 – 790.

**RABASSA, J., A. BRANDANI, M. SALEMME y G. POLITIS. 1989.**

*La "Pequeña Edad de Hielo" (Siglos XVII a XIX) y su posible influencia en la aridización de áreas marginales de la Pampa Húmeda (Provincia de Buenos Aires).*

Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses. Actas: 559 – 577.

**RABASSA, J., M. A. ZÁRATE, C. CAMILIÓN, T. PARTRIDGE y R. MAUD. 1995.**

*Relieves relictuales de Tandilia y Ventania.*

IV. Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses, Actas: 249-256.

**RABASSA, J., M. ZÁRATE, A. DEMOULIN, M. C. CAMILIÓN, T. PARTRIDGE y R. MAUD. 1998.**

*Superficies de erosión y morfogénesis de Tandilia y Ventania.*

Quintas Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses. Actas 1: 111-118. Mar del Plata.

**RABASSA, J. 2009.**

*Paisajes Gondwánicos identificados en Argentina.*

Cuarto Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Resúmenes: 56. La Plata.

**RAMOS, M., E. NÉSPOLO y A. POLIDORI. 1994.**

*Tráfico de ganado, estructuras de piedra (corrales) y algunos relatos de cautivas.*

En: Género e Interdisciplina. Año 1, N° 1. Revista del Departamento de Ciencias Sociales de la Universidad Nacional de Luján, 21 páginas. Luján, Provincia de Buenos Aires.

**RAMOS, M., 1995.**

*Quiénes hicieron los corrales de Tandilia.*

Actas, Jornadas Chivilcoyanas en Ciencias Sociales y Naturales: 201-207. Chivilcoy, Provincia de Buenos Aires.

**SANTAMARÍA, D. 1985.**

*La historia, la etnohistoria y una sugerencia de los antropólogos.*

Desarrollo Económico 99 (25): 465-472. Instituto de Desarrollo Económico y Social. Buenos Aires.

**SCHMIDT, K. H. 1987.**

*Factores influencing structural landforms dynamics on the Colorado Plateau about the necessity of calibrating theoretical models by empirical data.*

Catena Supplement 10: 51-66.

**SCHMIDT, K. H. 1989.**

*The significance of scarp retreat for Cenozoic landforms evolution on the Colorado Plateau, USA.*

Earth Surface Processes and Landforms 14: 93-105.

**SCHUMM, S. A. y CHORLEY, R. J. 1966.**

*Talus weathering and scarp recession in the Colorado Plateau.*

Zeitschrift für Geomorphologie 10: 11-36.

**SCHUSTER, R. L. 1996.**

*The 25 most catastrophic landslides of the 20th century.*

In: Chacón, J., Irigaray, C. y Fernández, F. (Eds.): Landslides. Balkema. Róterdam, pp: 53-62.

**SELBY, M. J. 1985.**

*Earth's changing surface.*

Oxford University Press. Oxford, 606 páginas.

**SELBY, M. J. 1993.**

*Hillslope Materials and Processes.*

Oxford University Press. Oxford, 451 páginas.

**SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL. 1965.**

*Estadísticas Climatológicas 1951-1960.*

Publicación B1, N° 6, (Segunda Edición corregida), 158 páginas. Buenos Aires.

**SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL. 1981.**

*Estadísticas Climatológicas 1961-1970.*

Serie B, N° 35 (Primera Edición), pp: 188a. Buenos Aires.

**SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL. 1986.**

*Estadísticas Meteorológicas 1971-1980.*

Estadísticas Serie B, N° 36, Primera Edición, pp: 169a. Buenos Aires.

**SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL. 1992.**

*Estadísticas Climatológicas 1981-1990.*

Serie B, N° 37, 709 páginas. Buenos Aires.

**SHARPE, C. F. S. 1938.**

*Landslides and Related Phenomena.*

Columbia University Press. New York. 138 páginas.

**SIDLE, R. C., A. J. PEARCEJ y C. L. O'LOUGHIN. 1985.**

*Hillslope stability and land use.*

American Geophysical Union Monograph Series V (11), 140 pp.

**SIMONETT, D. S. 1968.**

*Landslides.*

In: Fairbridge, R. W. (Ed.): The Encyclopedia of Geomorphology. Reinhold. New York, 639-641.

**STECCHI, F., M. ANTONELLINI y G. GABBIANELLI. 2009.**

*Curvature analysis as a tool for subsidence-related risk zones identification in the city of Tuzla (BiH).*

Geomorphology 107: 316–325.

**STRAHLER, A. N. 1950.**

*Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis.*

American Journal of Science 248: 673-696.

**SUMMERFIELD, M. A. 1991.**

*Global Geomorphology.*

Longman, London, 537 páginas.

**TAPIA, A. 1937.**

*Las Cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas.*

Dirección de Minas y Geología, Bol. 43. 122 páginas.

**TARBUCK, E. J. y F. K. LUTGENS. 1999.**

*Ciencias de la Tierra. Una introducción a la Geología Física.*

Sexta Edición. Prentice Hall, 616 páginas. Madrid.

**TEIXEIRA, W., J. PINESE, M. IACUMIN, V. GIRARDI, E. PICCIRILLO, H. ETCHEVESTE, A. RIBOT, R. FERNÁNDEZ, P. R. RENNE y L. M. HEAMAN. 2002.**

*Calc-alkaline and tholeiitic dike swarms of Tandilia, Rio de La Plata craton, Argentina: U-Pb, Sm-Nd, and Rb-Sr <sup>40</sup>Ar/ <sup>39</sup>Ar data provide new clues for intraplate rifting shortly after the Trans-Amazonian orogeny.*

Precambrian Research, 119 (1-4): 329-353.

**TERUGGI, M. E. 1962.**

*Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil.*

Anales Primeras Jornadas Geológicas Argentinas. Actas 2: 359-372. Buenos Aires.

**TERUGGI, M. 1968.**

*Geología y sedimentología de las Cuevas de la Cuchilla de las Águilas (Sierras de Tandil, Prov. de Buenos Aires).*

Etnia 7:13-21.

**TERUGGI, M. E., L. A. SPALLETTI y L. H. DALLA SALDA. 1973.**

*Paleosuelos en la Sierra de Bachicha, partido de Balcarce. Pcia. de Bs. As.*

Revista del Museo de La Plata, Sección Geología 8: 227-256.

**TERUGGI, M., J. KILMURRAY, C. RAPELLA y L. DALLA SALDA. 1974.**

*Diques básicos en las Sierras de Tandil.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19 (1): 41-60.

**TERUGGI, M. y J. KILMURRAY. 1975.**

*Tandilia.*

Relatorio de la geología de la Provincia de Buenos Aires. VI Congreso Geológico Argentino, Actas: 55-77.

**TERUGGI, M. E. y J. O. KILMURRAY. 1980.**

*Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires.*

En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba II: 919-965.

**TERUGGI, M. E., M. A. LEGUIZAMÓN, V. A. RAMOS. 1988.**

*Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicancias geotectónicas, Provincia de Buenos Aires.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina 13 (3): 366-374.

**TERZAGHI, K. y R. B. PECK. 1948.**

*Soil Mechanics in Engineering Practice.*

John Wiley & Sons. New York.

**THORNBURY, W. D. 1960.**

*Principios de Geomorfología.*

Editorial Kapelusz. Buenos Aires, 627 páginas.

**THORNTHWAITTE, C. W. 1948.**

*An approach toward a rational classification of climate.*

Reimpreso de: The Geographical Review 38 (1): 55-94, 13 figs., 4 tablas.

**TWIDALE, C. R. 1962.**

*Steepened margins of inselbergs from northwestern Eyre Peninsula, South Australia.*

Zeitschrift für Geomorphologie 6: 51-69.

**TWIDALE, C. R. 1968.**

*Granite Landforms.*

In: R. W. Fairbridge (Ed.). The Encyclopedia of Geomorphology. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Reinhold Book Corpor., Vol. III: 488-492. New York.

**TWIDALE, C. R., J. A. BOURNE y J. R. VIDAL ROMANÍ. 1999.**

*Bornhardt inselbergs in the Salt River Valley, south of Kellerberrin, Western Australia (with notes on a tessellated pavement in granite and pinnacles in laterite).*

Journal of the Royal Society of Western Australia, 82:33-49.

**TWIDALE, C. R. 2000.**

*Granite outcrops: their utilisation and conservation.*

Journal of the Royal Society of Western Australia 83:115-122.

**TWIDALE, C. R. y J. A. BOURNE. 2004.**

*Notes on the geomorphology of The Humps, near Hyden, Western Australia.*

Journal of the Royal Society of Western Australia 87:123–133.

**TWIDALE, R. C. 2007.**

*Bornhardts and associated fracture patterns.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (1): 139-153.

**VARNES, D. J. 1958.**

*Landslide types and processes.*

In: Eckel, E. B. (Ed.): Landslides and Engineering Practice. Highway Research Board Special Report 29. NAS-NCR Publication 544: 20-47.

**VARNES, D. J. 1978.**

*Slope movements, types and processes.*

In: Landslides: Análisis and Control. Schuster, R. L. y Krizek, R. J. (Eds.). Transportation Research Board, Special Report 176. National Academy of Sciences. pp: 11-33. Washington D.C.,

**VARNES, D. J. y IAEG COMMISSION ON LANDSLIDES. 1984.**

*Landslide hazard zonation: a review of principles and practice.*

UNESCO Press, Paris, 63 páginas.

**VIDAL ROMANÍ, J. R y C. R. TWIDALE. 1998.**

*Formas y paisajes graníticos.*

Universidad de La Coruña: 411 pp. La Coruña.

**VIDAL ROMANÍ, J. T. y C. R. TWIDALE. 1999.**

*Sheet fractures, other stress forms and some engineering implications.*

Geomorphology 31:13–27. Elsevier.

**VIERA, V. O. 2006.**

*Deslizamientos fósiles en la alta cuenca del Río Grande de Jujuy.*

III Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 1: 123-131. Córdoba.

**VILLAR FABRE, J. F. 1955.**

*Resumen geológico de la Hoja 32p, Sierras de Azul, Provincia de Buenos Aires.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10 (2): 75-99.

**WARD, W. H. 1945.**

*The stability of natural slopes.*

Geographical Journal 105:170-197.

**WILLIS, B., 1934.**

*Inselbergs.*

Association of American Geographers Annals 26: 123-129.

**WP/WLI. 1990.**

*A suggested method for reporting a landslide.*

Bulletin of the International Association of Engineering Geology 41:5-12.

**WP/WLI. 1993.**

*A suggested method for describing the activity of a landslide.*

Bulletin of the International Association of Engineering Geology 47: 53-57.

**YALCINKAYA, M. y BAYRAK, T. 2002.**

*GPS in Landslides monitoring: A case study from North Eastern Turkey.*

International Symposium on GIS, Istanbul, Turkey.

**YANES, C. E. y H. O. BRICEÑO. 1993.**

*Chemical weathering and the formation of pseudo-karst topography in the Roraima Group, Gran Savana, Venezuela.*

Chemical Geology 107: 341-343.

**YATSU, E. 1966.**

*Rock Control in Geomorphology.*

Sozosha. Japan.

**ZALBA, P. 1978.**

*Estudio geológico-mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, partido de Juárez, provincia de Buenos Aires y su importancia económica.*

Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 362, 75 páginas. (Inédito).

**ZALBA, P. 1979.**

*Clay deposits of Las Aguilas Formation, Barker, Buenos Aires province, Argentina.* Clays and Clay Minerals 27 (6): 433-439.

**ZALBA, P., R. ANDREIS y A. M. IÑIGUEZ. 1988.**

*Formación Las Aguilas, Barker, Sierras Septentrionales de la prov. de Buenos Aires, nueva propuesta estratigráfica.*

Revista de la Asociación Geológica Argentina 43(2): 198-209.

**ZÁRATE, M. A. y J. RABASSA. 2005.**

*Geomorfología de la Provincia de Buenos Aires.*

En: Relatorio del XVI Congreso Geológico Argentino. Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires, R. de Barrio, R. Etcheverry, M. F. Caballé y E. Llambías (eds.), Cap. VIII, pp: 119-138. La Plata.

**ZARUBA, Q. y V. MENCL. 1982.**

*Landslides and Their Control.*

Elsevier. Amsterdam, 324 páginas.

**ZISCHINSKY, U. 1966.**

*On the deformation of high slopes.*



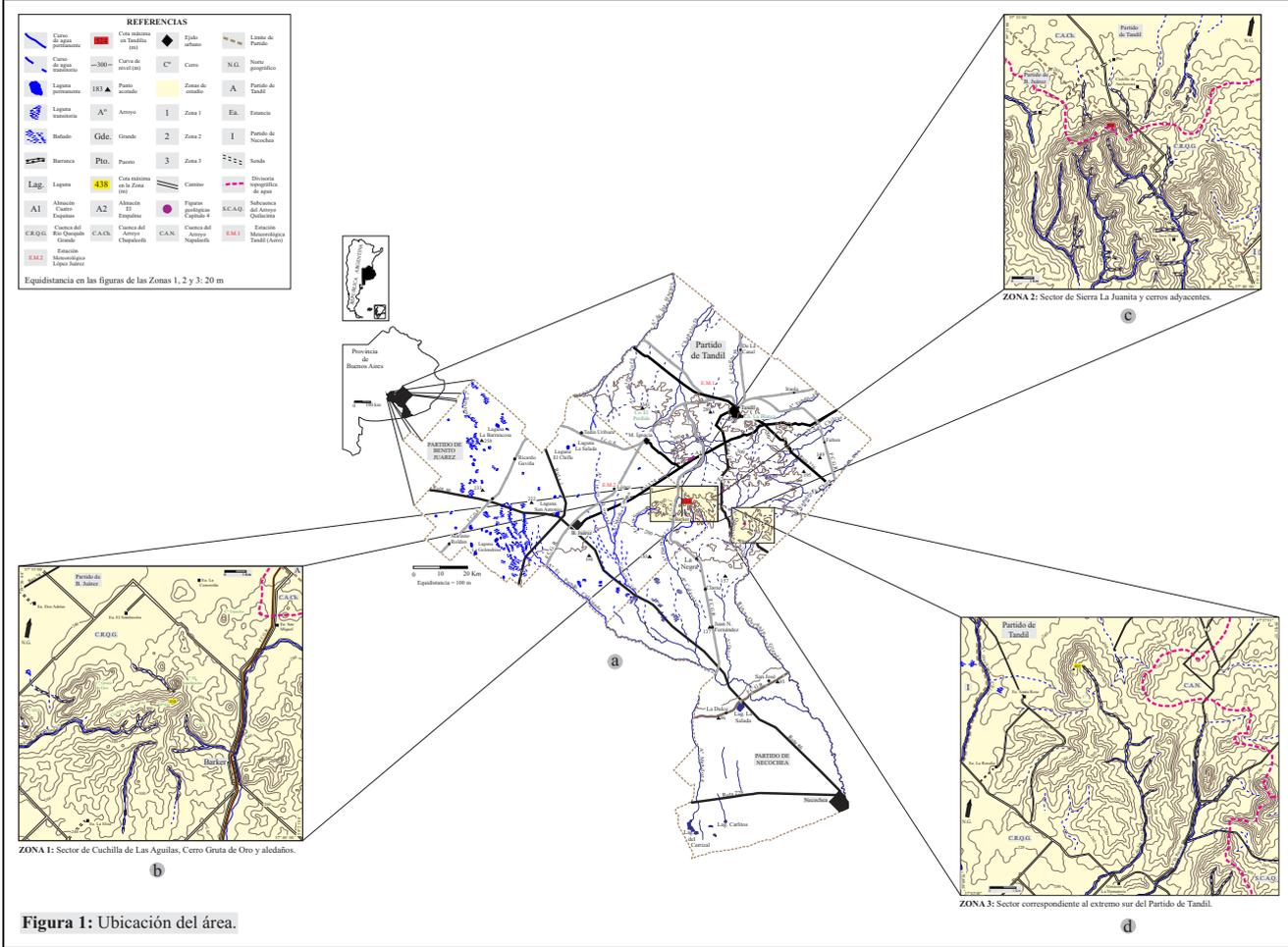
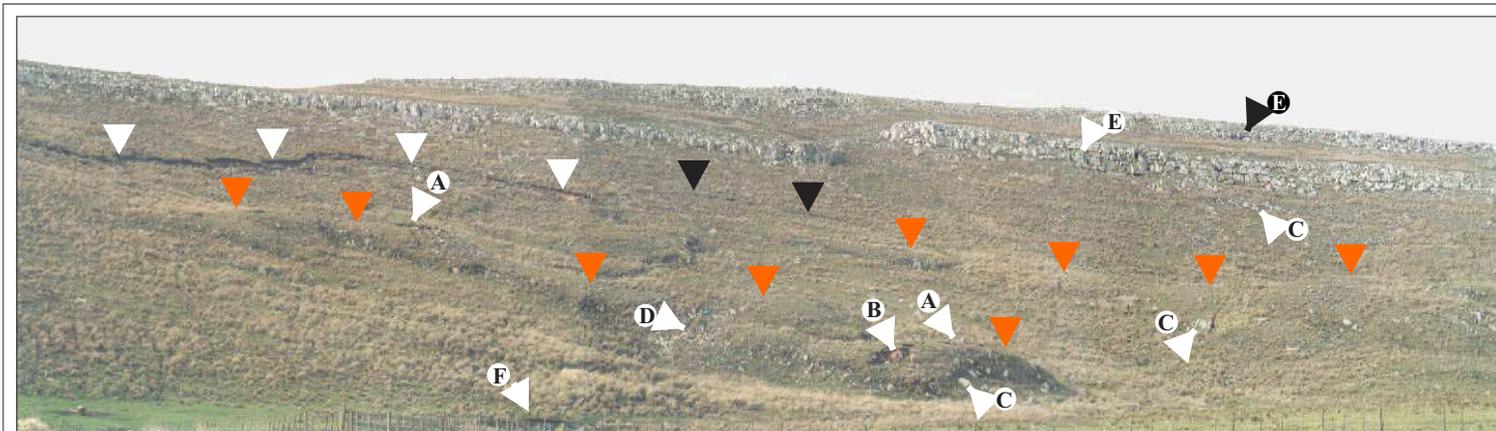


Figura 1: Ubicación del área.



**Figura 83:** Partido de Tandil, Zona 3. L1. (Flechas blancas verticales): Parte de la escarpa principal "reciente". (Flechas negras): Escarpa de jerarquía menor "reciente". (Flechas rojas): Lomadas generadas por antiguos procesos de remoción en masa. (A): Fracturas "recientes". (B): Escarpa y deslizamiento "reciente" en el frente de una antigua lomada. (C): Bloques de rocas cuarcíticas. (D): Deslizamientos afectando lomadas con desarrollo de pequeñas escarpas en cabeceras. (E): Frente escarpado en rocas cuarcíticas. (F): Barranca en curso de agua. La longitud del frente escarpado más elevado es de aproximadamente 400 metros.

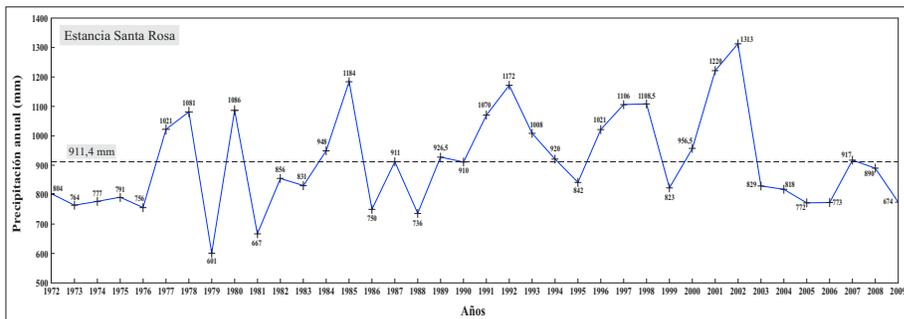
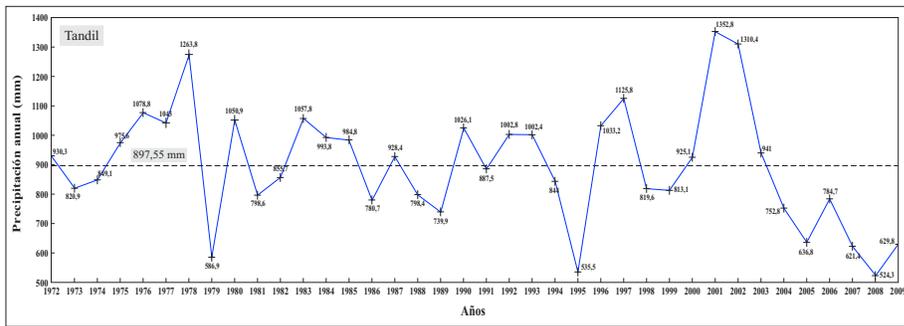
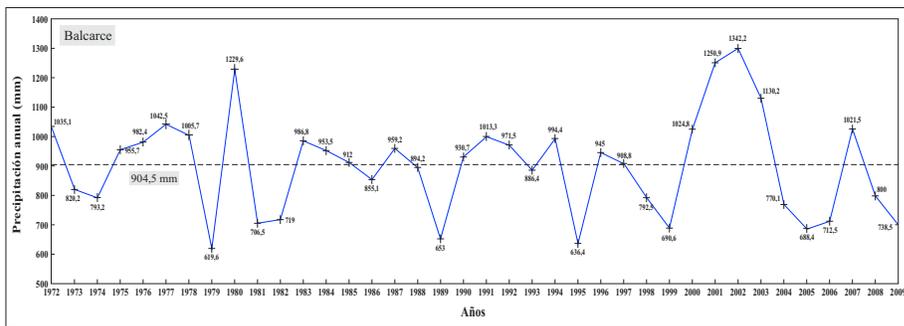
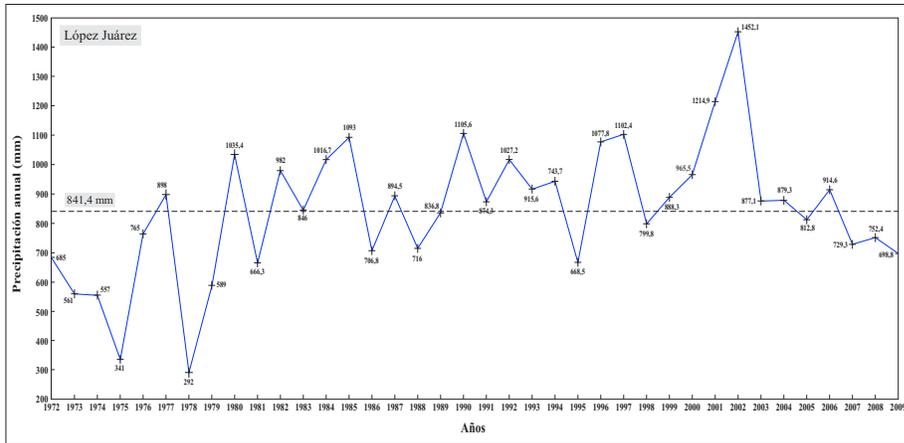
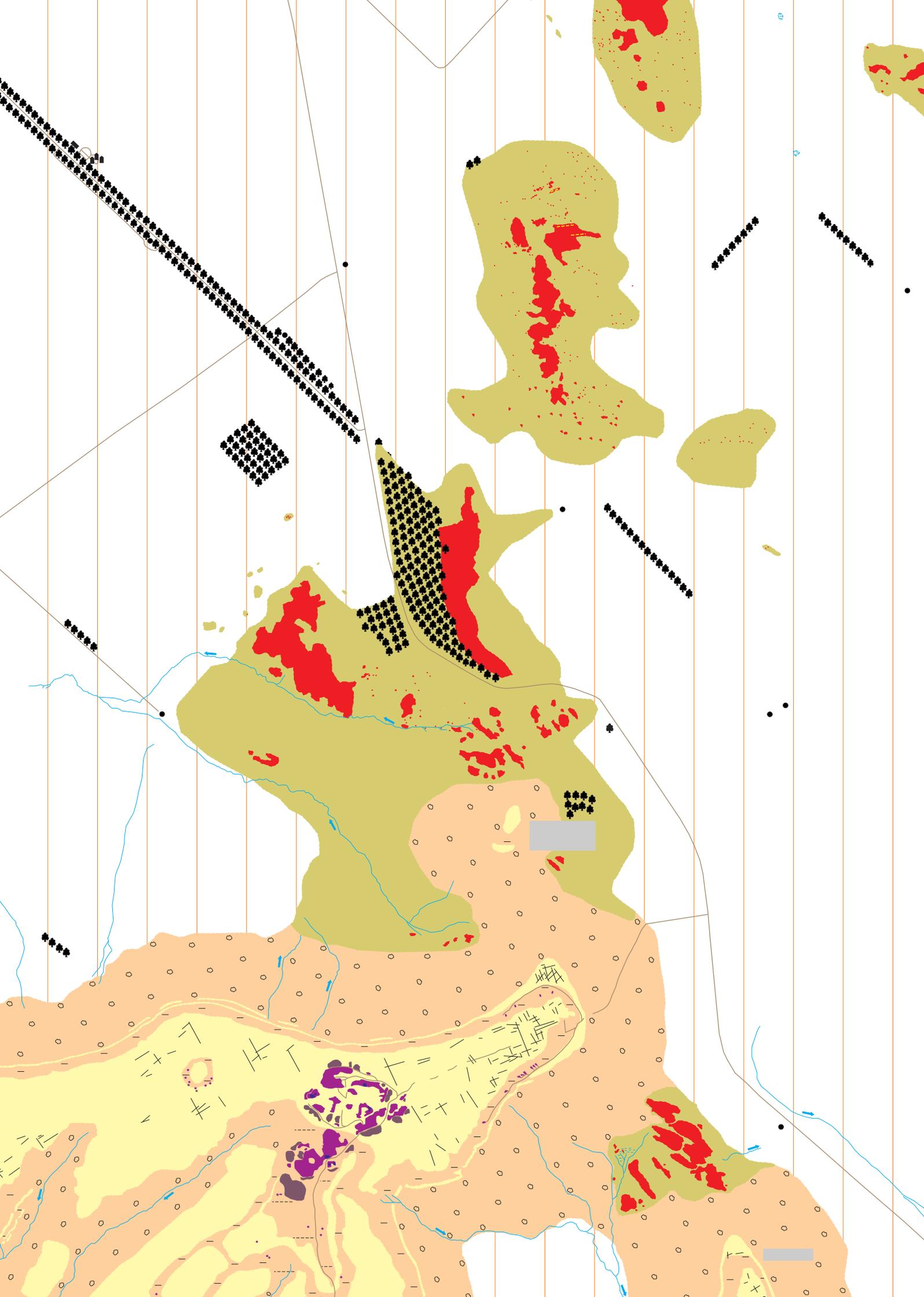
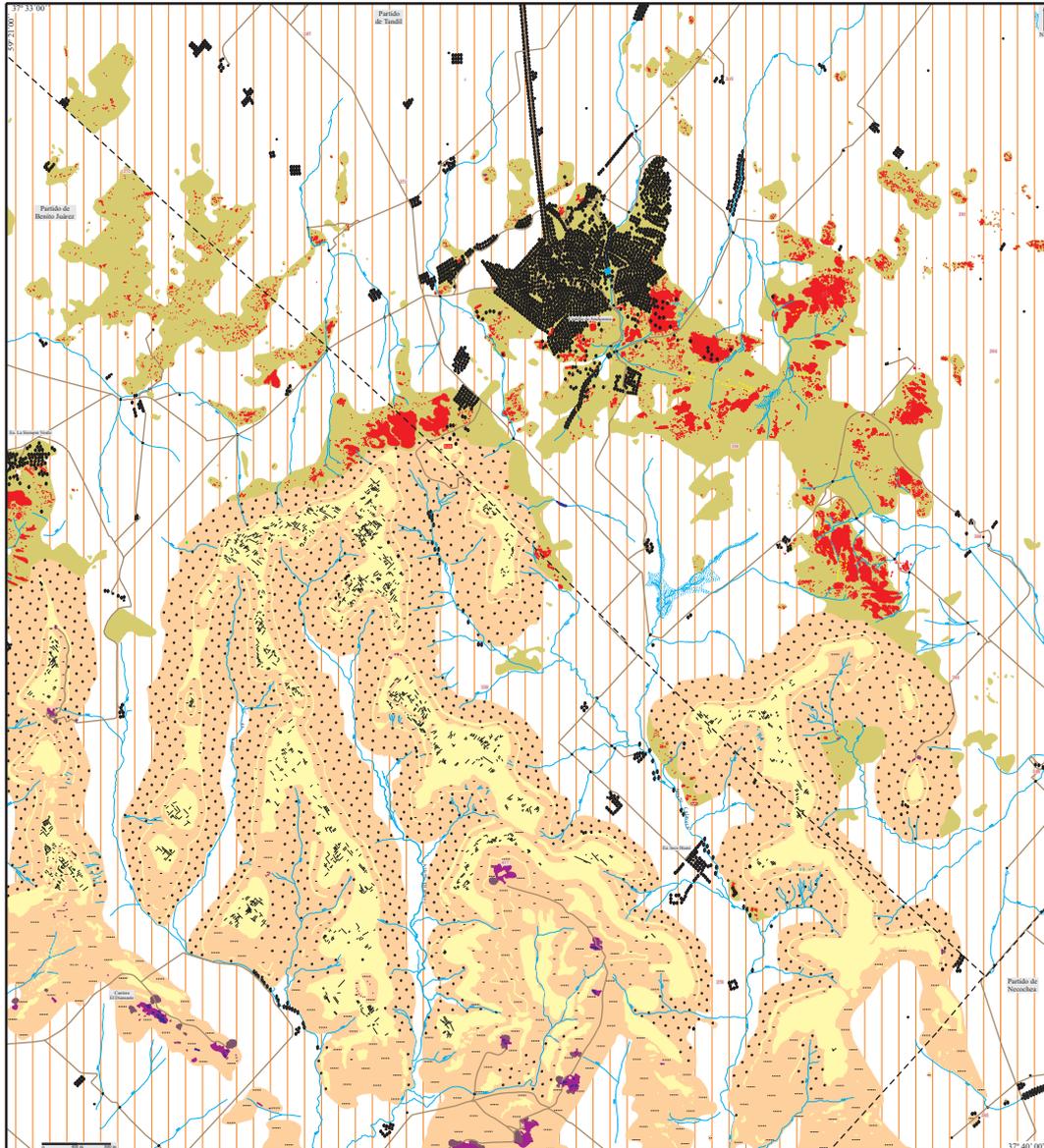


Figura 118: Marcha de la lluvia para el período 1972-2009, de acuerdo al registro de las tres estaciones meteorológicas y de la Estancia Santa Rosa. La línea de trazos de color negro en los cuatro gráficos representa la precipitación media. Los valores de ésta última se muestran en los gráficos respectivos. Fuente: Elaboración propia.



Mapa Geológico (Zona 2)

Figura II



**REFERENCIAS**

<b>Basamento cristalino</b>	<b>Cubierta Cenozoica</b>
Principalmente cubierto	Formación Las Animas (La traza incluye depósitos aluviales en cursos de agua)
Aflorante	Detritos asociados al frente escarpado topográficamente inferior
Dique	Detritos asociados a frentes escarpados ubicados sobre el frente escarpado topográficamente inferior
	Detritos no asociados a frentes escarpados
<b>Sedimentitas pre-Paleozoico superior</b>	
Cubiertas	
Expuestas (solo algo cubiertas en sectores deprimidos y planos)	
Diaclasas	
<b>Hidrografía</b>	
Curso de agua	
Dirección del escurrimiento	
Laguna transitoria / bañado	
Laguna permanente producto de actividad antrópica	
Bañado	
Cárcava	
<b>Otras referencias</b>	
Construcción (vivienda / galpón)	Estancia
Camino / senda	
Tanque / Molino	
Silo	
Puente / alcantarilla	
Árboles/arbustos	
Árboles en cercanías de cursos de agua	
N.C. Norte de cuadrícula	
Límite de Partido	
Cota mayor en la Zona y área de estudio (m)	
Cota (m)	
Excavación minera	
Acumulación minera	

