



Universidad de Oviedo



Trabajo de Fin de Máster

Caracterización geofísica y geomorfológica de un sector del Macizo de Ardines (Ribadesella)

Máster Universitario Oficial en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica

Daniel Ruiz Blasco

Febrero de 2025

D. Daniel Ruiz Blasco, autor del Trabajo Fin de Máster titulado “Caracterización geofísica y geomorfológica de un sector del Macizo de Ardines”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 3 de Febrero del 2025

Fdo. Daniel Ruiz Blasco

D. Jorge Gallastegui Suárez, Profesor Titular, adscrito al Área de Geodinámica Interna del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, y D. Javier Olona Allué, confirman que han dirigido y revisado el trabajo “Caracterización geofísica y geomorfológica de un sector del Macizo de Ardines”, realizado por D. Daniel Ruiz Blasco, y autorizan su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 3 de Febrero del 2025

Fdo.: Jorge Gallastegui Suárez

Fdo.: Javier Olona Allué



ÍNDICE

1. Introducción	4 -
2. Antecedentes	6 -
3. Objetivos	7 -
4. Contexto geográfico y geológico	8 -
4.1. Situación geográfica	8 -
4.2. Marco geológico	10 -
4.2.1. <i>Introducción General: El Orogeno Varisco y la Zona Cantábrica</i>	10 -
4.2.2. <i>Geología y geomorfología del Macizo de Ardines</i>	12 -
5. Metodología	14 -
5.1. Fundamentos de los métodos de prospección geofísica	14 -
5.1.1. <i>Método de sísmica de refracción</i>	14 -
5.1.2. <i>Método de resistividad eléctrica (tomografía eléctrica)</i>	18 -
5.2. Estudio geomorfológico de dolinas a través de herramientas SIG	24 -
5.3. Trabajo de campo	25 -
5.3.1. <i>Uso de GPS y adquisición de datos topográficos</i>	25 -
5.3.2. <i>Dispositivo de tomografía eléctrica</i>	26 -
5.3.3. <i>Dispositivo de sísmica activa de ondas P</i>	29 -
5.3.4. <i>Estudio de ortoimágenes y datos LIDAR en ArcGIS</i>	34 -
6. Resultados	35 -
6.1. Cartografía geomorfológica y estudio de subsidencia del terreno	35 -
6.2. Perfil de resistividad eléctrica	39 -
6.3. Perfil de sísmica de refracción de velocidades de ondas P	40 -
7. Interpretación y discusión de resultados	42 -
8. Conclusiones	51 -
9. Bibliografía	52 -



Resumen

La presente memoria corresponde el Trabajo de Fin de Máster del Máster Oficial en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo, en el que se recoge el estudio geológico y geofísico de una finca privada del barrio de Sebreño (Ribadesella, Asturias), situada sobre un relieve kárstico constituido por las calizas de la Formación Escalada. Para la elaboración de este estudio se utilizaron dos métodos de prospección geofísica: la sísmica de refracción y la tomografía eléctrica de resistividad. Los datos adquiridos mediante estas metodologías permitieron la confección de un modelo de velocidad de propagación de ondas P y un modelo de resistividad eléctrica, cuya interpretación conjunta ha permitido la caracterización geológica de la finca y la identificación de morfologías kársticas. Adicionalmente, este análisis geofísico fue complementado de un estudio geomorfológico centrado en las dolinas, a través de la implementación de tecnología SIG (Sistemas de Información Geográfica), utilizando ortoimágenes y datos LiDAR para la elaboración de una cartografía geomorfológica de la superficie del macizo y una evaluación de la evolución de la subsidencia del terreno. Los resultados obtenidos reflejan como el análisis complementario y comparativo de las metodologías aplicadas en este estudio resultan en una herramienta eficaz para la caracterización geológica del terreno, identificación de dolinas y zonas de alteración, detección de cavidades endokársticas y en última instancia, como métodos de gran utilidad para estudios de riesgos geológicos y planificación del territorio en zonas kársticas.

Abstract

The following report documents the geological and geophysical study of a private property, located on a calcareous karstic relief near the Sebreño neighborhood in Asturias (Northern Spain).

Two main geophysical prospecting methods were applied in this study: P-wave seismic refraction and electrical resistivity tomography (ERT). The joint interpretation of the resulting models based on the acquired geophysical data allowed the geological characterization of the property's terrain and the karstic morphologies.

The geophysical analysis was complemented by a geomorphological study of the karstic relief focused on sinkholes, using GIS tools, aerial photographs and LiDAR data.

The results obtained verify the effectiveness of the complementary and comparative analysis of the applied geophysical methodologies for geological, geophysical and geomorphological terrain characterization and identification of karstic structures.



1. Introducción

La siguiente memoria constituye el Trabajo de Fin de Máster del Máster universitario oficial en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo. En él se recoge el estudio comparativo de dos modelos de perfiles geofísicos de los métodos de sísmica de refracción y de tomografía eléctrica de resistividad, realizados en una finca del barrio de Sebreño (Concejo de Ribadesella, Principado de Asturias) con la finalidad de identificar y caracterizar la presencia de dolinas de disolución y cavidades kársticas en rocas carbonatadas. De manera complementaria se ha realizado una cartografía geomorfológica y un estudio de subsidencia del terreno del Macizo kárstico de Ardines, sobre el que se encuentra ubicada dicha propiedad, a través del análisis de ortoimágenes de máxima actualidad y datos LIDAR en el software ArcGIS. Este estudio se ha llevado a cabo en colaboración con *TerraDat Geophysics S.L.*, empresa que ha aportado el equipo y software necesarios para la adquisición y procesado de datos geofísicos.

Autores como Ford y Williams (2007) estiman que alrededor del 10-15% de la superficie terrestre emergida es afectada por procesos kársticos, aunque realmente entre un 25-30% de la misma es susceptible a ellos, a pesar de que no se hayan desarrollado en la actualidad. Esto es debido a que, si bien se tratan de regiones con presencia de rocas solubles (carbonatos y evaporitas), las condiciones hidrogeológicas desfavorables y/o la existencia de una amplia cobertura dificulta e impiden el desarrollo de dichos procesos.

Durante las últimas décadas el crecimiento demográfico exponencial de la población humana ha ocasionado, entre otras afecciones, la ocupación de zonas hasta el momento poco pobladas o deshabitadas. Este fenómeno es motivado por la obtención de recursos naturales y materias primas, el desarrollo de actividades económicas de carácter industrial o turístico y la construcción de infraestructuras o viviendas. La consecuencia directa de este hecho es el aumento de la exposición humana frente a los riesgos geológicos que, en circunstancias naturales, su propio valor de riesgo sería menor dada una exposición más limitada siendo incluso nulo en caso de que esta última también lo fuera. En adición, la acción e intervención del ser humano en el medio natural fruto de sus actividades puede agravar la peligrosidad de aquellos riesgos ya existentes o inducir su aparición y desarrollo.

El resultado de este aumento de la exposición y de la peligrosidad inducida provoca en última instancia el incremento cada vez mayor de personas afectadas y de los daños sobre sus bienes materiales producidos por los riesgos geológicos. Dada esta situación, nace la necesidad de conocer los procesos y estructuras kársticas, cuyas afecciones se han intensificado a razón de los factores previamente descritos pero especialmente considerando la amplia superficie terrestre que puede ser afectada por ellos.

Como se ha mencionado anteriormente, la zona de estudio se trata una finca edificada sobre un macizo kárstico, conformado principalmente por rocas carbonatadas de la Formación Calizas de la Escalada (Van Ginkle, 1965; Navarro y Leyva, 1986). Según Jiménez-Sánchez *et al.* (2004), este macizo presenta un amplio desarrollo tanto de formas exokársticas, que



incluyen varias familias de dolinas y distintos tipos de lapiares, como formas endokársticas (cavidades y cuevas kársticas). Valorando estas características, se han seleccionado los métodos de prospección geofísica como la herramienta de estudio más adecuada para el caso.

Una de sus principales virtudes radica en que se tratan de medidas no invasivas que involucran el uso de equipos ligeros. Al tratarse de una propiedad privada, es fundamental evitar cualquier tipo de alteración en la misma, tanto en su estructura como en el bienestar de sus residentes y bienes materiales. El uso de sensores externos adquiere una gran relevancia durante las labores de adquisición de datos, ya que su instalación y funcionamiento no implican la perforación o remoción del terreno, como si ocurre en el caso de los sondeos o calicatas. Por otro lado, se tratan de métodos que no generan un impacto ambiental ni emisión de residuos contaminantes, factor destacable considerando la existencia de formas kársticas que pueden actuar como sumideros y la presencia de flujos de agua subterráneos. La ausencia de maquinaria pesada facilita la planificación y ejecución logística de la campaña (transporte y accesos a la zona), además de aumentar notablemente la seguridad durante el trabajo de campo considerando la presencia de dolinas y cavidades kársticas, donde la estabilidad del terreno se encuentra comprometida por el riesgo de colapso.

Las herramientas seleccionadas para este estudio han sido el método sísmico de refracción y la tomografía eléctrica de resistividad. Por un lado, el método sísmico se basa en la velocidad de propagación de las P ondas a través de los distintos materiales que conforman el sustrato. Dada la proximidad superficial del sustrato rocoso y homogeneidad litológica, este método ofrece un marcado contraste entre las velocidades de propagación de la caliza y los materiales de cobertera y relleno de las dolinas, conformados principalmente por arcillas y limos. Alonso y Suárez (1985) estiman intervalos de velocidad de ondas P para distintas formaciones carbonatadas regionales entre 3.500 a 5.500 m/s variando en función de su porosidad, mientras que Schön (2015) indica rangos generales de velocidad de ondas P para calizas de entre 2.500 a 4.500 m/s y 5.000 a 6.000 m/s para estados de roca alteradas y sanas respectivamente. En el caso a tratar, esta diferencia será atribuida a su grado de meteorización kárstica que induce al aumento de porosidad y fisuras secundarias, permitiendo diferenciar secciones en el perfil más alteradas que otras. Por el otro lado, la tomografía eléctrica, que se fundamenta en la medición de la resistividad eléctrica del subsuelo, se trata de una herramienta remarcable para la identificación y caracterización de cavidades kársticas. Esto es debido a que dichas cavidades pueden encontrarse rellenas o bien por aire (aislante eléctrico) o bien por agua y/o arcilla, tratándose de conductores eléctricos con resistividades muy bajas de entre 1 a 100 $\Omega \cdot m$ (Lowrie y Fichtner, 1997). El contraste generado con respecto al sustrato calizo permite la identificación de dichas cavidades como anomalías de alta o baja resistividad eléctrica dependiendo del relleno, además de diferenciar de igual forma que el método sísmico secciones de roca más o menos alterada. La comparativa entre los resultados de ambos perfiles pretende destacar los aportes y limitantes de dichos métodos y establecer el alcance de su uso conjunto.



2. Antecedentes

La geología del Macizo kárstico de Ardines y el entorno de la población de Ribadesella (Principado de Asturias) ha recibido la atención por parte de diversos autores a lo largo de la década de 1990 y principios de los 2000, como es el caso de Alonso *et al.* (1999), Hoyos *et al.* (1996) y Jiménez-Sánchez *et al.* (2002 y 2004) entre otros. El interés de dichos estudios radica en el análisis de las características y estructuras geomorfológicas e hidrogeológicas de la zona, de entre las que se destacan aquellas relativas al karst como la Cueva de Tito Bustillo (Figura 1) o la Cueva de Ribadesella, ambas ubicadas en el macizo kárstico. Cabe destacar la existencia de otras líneas de investigación de carácter arqueológico, como es el caso de Moure (1990) o más recientemente Balbín *et al.* (2022), dada la presencia de arte rupestre y artefactos de edad paleolítica en el interior de dichas cuevas kársticas.



Figura 1: A) Panorámica del interior de la Cueva de Tito Bustillo (Ribadesella), formación de origen kárstico en la que se puede observar la presencia y amplio desarrollo de espeleotemas tales como estalactitas y precipitados calcáreos de "leche de luna". En la parte superior de las paredes de la cavidad aparecen representaciones de caballos como arte rupestre datados del Paleolítico Superior. Tomado de Principado de Asturias (s.f), recuperado de <https://yacimientos.asturias.es/cueva-de-tito-bustillo>.

La mayor parte de los estudios focalizados en la geología local preceden al uso estandarizado de los métodos de prospección geofísica en su aplicación para el análisis de procesos y estructuras kársticas, basándose en metodologías más tradicionales. Asimismo, las estructuras endokársticas previamente nombradas han concentrado el objeto de estudio de estas investigaciones, a razón de su intervención en el control hidrológico local y como elementos de protección e interés cultural, con un menor énfasis en los elementos

exokársticos. Es por ello que la investigación realizada se plantea, entre otras cuestiones, con la finalidad de atestar esta ausencia centrándose en el análisis de las formas exokársticas, ampliamente desarrolladas en el sector, y la aplicación de metodologías como lo son la adquisición, procesado, análisis e interpretación de datos geofísicos.

El estudio recogido en este escrito se ha llevado a cabo con la participación de la empresa *TerraDat Geophysics S.L.*, cuya actividad reciente se ha desarrollado principalmente en el entorno del Principado de Asturias y que guarda una amplia relación y colaboración con la Universidad de Oviedo. La empresa estableció el contacto y obtuvo los permisos pertinentes del propietario de la vivienda donde se realizaron las labores de adquisición de datos. Tanto los datos sísmicos en bruto como los equipos y software necesarios para su adquisición y procesado fueron aportados por la empresa, además de los datos procesados de tomografía eléctrica. La toma de datos mediante tomografía eléctrica se ejecutó a través del empleo de equipos pertenecientes al Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.

3. Objetivos

El trabajo recogido en esta memoria se ha planteado con los objetivos principales de: (1) Identificar y caracterizar las estructuras kársticas existentes en la zona de estudio mediante la adquisición, procesado e interpretación de datos geofísicos, (2) establecer una comparativa entre los resultados obtenidos a través de los métodos de prospección geofísica utilizados para conocer el alcance conjunto e individual de su aplicación en el análisis de estructuras kársticas y (3) ampliar el conocimiento geomorfológico relativo al Macizo kárstico de Ardines con la implementación conjunta de metodologías basadas en el estudio geofísico y uso de herramientas SIG.

Para su cumplimiento se han establecido una serie de objetivos específicos:

- Adquirir datos geofísicos de velocidad de propagación de ondas P y resistividad eléctrica del terreno mediante la instalación de dos líneas sísmicas y de tomografía eléctrica respectivamente, ambas de igual longitud y cuyos dispositivos comparten coordenadas de emplazamiento.
- Efectuar el procesado de los datos geofísicos obtenidos a través del uso de software especializado para la confección e interpretación de dos perfiles de velocidad de propagación de ondas P y resistividad eléctrica.
- Realizar una cartografía geomorfológica de la zona de estudio en la que aparezcan representadas las principales estructuras exokársticas, tomando como base ortoimágenes de máxima actualidad e información obtenida de la consulta bibliográfica.
- Elaborar un análisis de subsidencia del terreno de la finca a través de la comparativa de ortoimágenes y datos LiDAR recogidos a lo largo de distintos intervalos de tiempo.



4. Contexto geográfico y geológico

4.1. Situación geográfica

La zona de estudio queda comprendida en el Macizo kárstico de Ardines, situado en el margen S del pueblo de Ribadesella, perteneciente al concejo homónimo, ubicado en la costa oriental de la comunidad autónoma del Principado de Asturias, España (Figura 2A). Este relieve se trata de un macizo calcáreo de edad Carbonífera, culminado por una antigua superficie de abrasión marina karstificada (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2004), de en torno a 60 y 80 m.s.n.m. El área del macizo se encuentra delimitada por el barrio de Sebreño al O y de Ardines al SE, formando parte ambos barrios de la parroquia de Samiguel D'Ucio (concejo de Ribadesella). Los ríos Sella y San Miguel transcurren en los márgenes E y S de la zona, en dirección N-S y E-O respectivamente, mientras que la carretera regional AS-341 recorre el margen N en dirección E-O (Figura 2B).

El área estudiada para la elaboración de la cartografía geomorfológica abarca, por un lado, el extremo oriental del barrio de Sebreño, conformado por una serie de prados, edificaciones y viviendas dispersas entre ellas y que suponen el sector occidental de la zona. Es aquí donde se ubica la finca en la que se llevó a cabo la adquisición de datos geofísicos, de coordenadas geográficas 43°27'39.3"N 5°04'47.7"W y cuya situación aparece representada en la Figura 2B y 2C.

La fracción restante de la zona de estudio se trata del área que separa los barrios de Ardines y Sebreño, encontrándose esta mayormente despoblada y dominada por la vegetación con presencia de pequeños bosques. El número de construcciones y viviendas presentes en el sector es muy escaso, concentrándose a lo largo del camino pavimentado que conecta ambas poblaciones. El sustrato calizo se sitúa próximo a la superficie, aflorando en puntos dispersos a lo largo del área, aunque generalmente se halla cubierto por la vegetación. Sobre la superficie del macizo se observa una amplia presencia de dolinas, las cuales muestran un contorno que varía de subcircular a elíptico y en cuyo fondo ocasionalmente se ha desarrollado vegetación arbórea.

La región presenta un clima oceánico, característico del norte peninsular, con temperaturas suaves y moderadas a lo largo del año y una alta humedad relativa y regular, que oscila alrededor del 80%, con variaciones mensuales del orden del 5% con respecto al valor medio. La temperatura media anual es de 13.5°C, siendo el mes más cálido agosto y el más frío febrero, con temperaturas medias de 19.3°C y 8.5°C respectivamente, superando rara vez los 25°C de máxima y bajando de los 5°C de mínima. Las precipitaciones anuales medias superan los 1400 l/m², siendo el mes de noviembre en el que se produce un mayor descenso de 177 l/m² y el mes de julio el más seco con 84 l/m². Estas condiciones son propicias para el desarrollo de una abundante cubierta vegetal, con bosques mixtos de coníferas y árboles caducifolios, de entre los que se destacan los eucaliptos de repoblación.



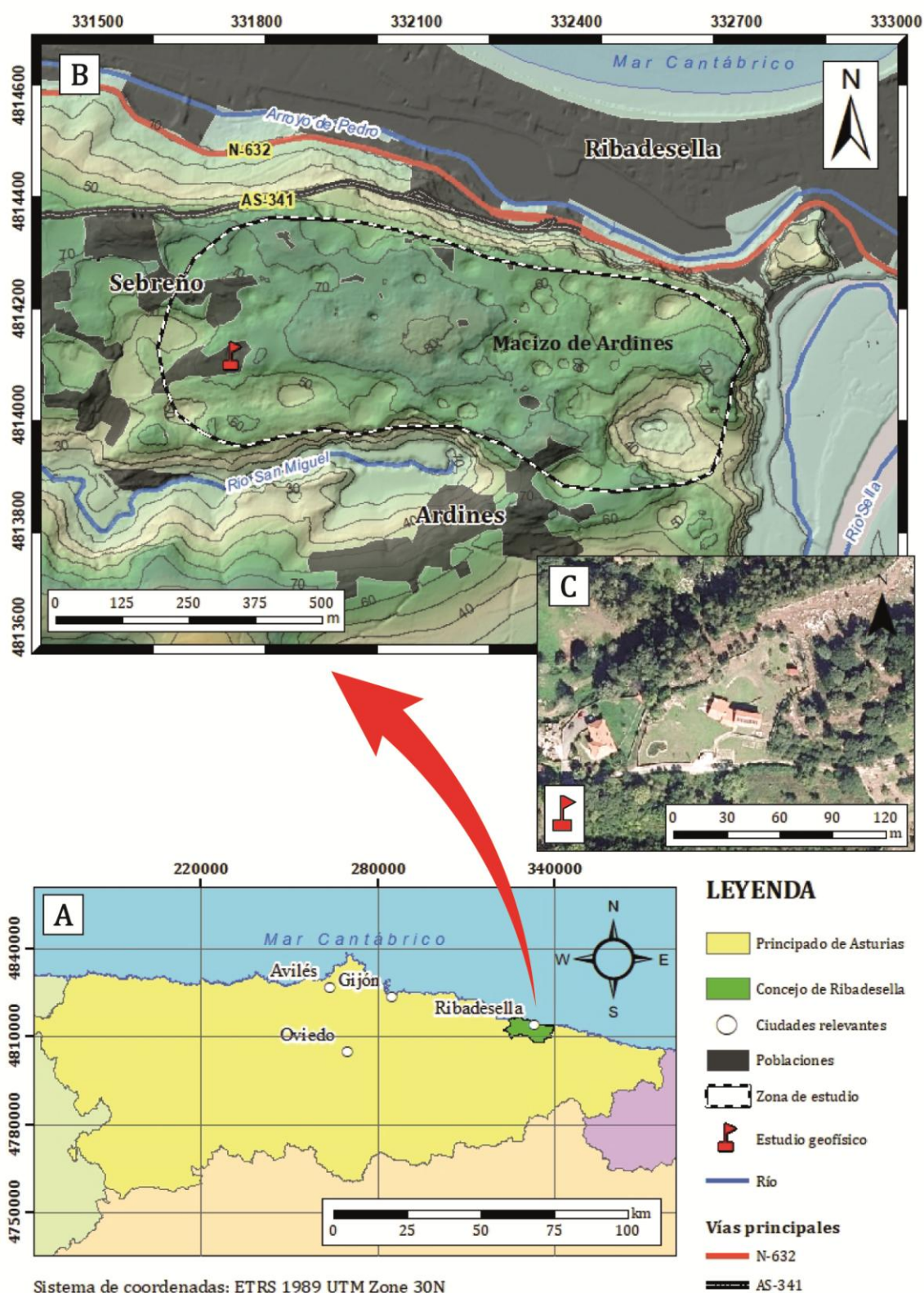


Figura 2: A) Situación geográfica de la zona de estudio con respecto al Principado de Asturias. B) Ubicación de la zona de estudio y los principales elementos y accidentes geográficos que la conforman y delimitan. Mapa elaborado en base a información vectorial del IGN, MDT25, Hoja 31. Modelo digital de elevaciones y de sombra (MDE y MDS) a partir de curvas de nivel de dicha base de datos. C) Detalle de la finca sobre la que se llevó a cabo el estudio geofísico en ortoimagen aérea de máxima actualidad (2023) tomada del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), IGN.

4.2. Marco geológico

4.2.1. Introducción General: El Orógeno Varisco y la Zona Cantábrica

La Zona Cantábrica (ZC) se trata del sector más externo del Orógeno Varisco. La estructura actual de esta zona es el resultado de la superposición de las orogénias varisca y alpina, entre las que se intercaló una tectónica extensional durante el Mesozoico (Alonso *et al.*, 2019). Sin embargo, la deformación alpina (Pulgar *et al.*, 1999) produjo en esencia el levantamiento del basamento Paleozoico y la reactivación de las estructuras previas, por lo que gran parte de las estructuras observables actualmente en la Zona Cantábrica deben su origen a la deformación Varisca.

El Orógeno Varisco se trata de una gran cadena orogénica cuya formación y actividad se concentró en el Carbonífero, fruto de la colisión entre continentes como Laurentia y Báltica contra Gondwana, lo que llevó al cierre del Océano Rheico y a la formación del supercontinente de Pangea (Scotese, 2001; Matte, 2001). En la Península Ibérica, el Orógeno Varisco está representado por el Macizo Ibérico, un dominio estructural formado por materiales de edad Precámbrica y especialmente Paleozoica que ocupan su mitad occidental. Este se encuentra dividido en seis zonas (Lotze, 1945; Julivert, 1971; Farias *et al.*, 1987), de entre las cuales se pretende destacar la ya mencionada Zona Cantábrica, donde se encuentra ubicada el área de estudio (Figura 3A).

La ZC constituyó la cuenca de antepaís o *foreland* varisco durante el Devónico Superior-Carbonífero. Su deformación se produjo en condiciones superficiales de tipo *thin-skin*, con metamorfismo ausente o de bajo grado, sin formación de foliaciones tectónicas regionales y deformaciones mayormente frágiles. Esta zona se compone por varias unidades tectono-estratigráficas asociadas a grandes mantos de cabalgamiento, que a su vez quedan compartimentadas en otros mantos y escamas de menor entidad y desplazamiento (Pérez-Estaún *et al.*, 1988). El área de estudio pertenece a la denominada Región del Manto del Ponga o Unidad del Ponga, la cual ocupa una franja arqueada de Norte a Sur localizada en el núcleo del Arco Astúrico (Figura 3B). Se halla integrada por un conjunto de láminas alóctonas imbricadas con desplazamiento horizontal muy variable, ramificadas a partir de una superficie de despegue basal generalizada en la Formación Láncara del Cámbrico Inferior-Medio (Bahamonde *et al.*, 1993).

Esta región ocupó durante el Carbonífero una posición paleográfica intermedia entre otros dominios de la ZC como fueron la Cuenca Carbonífera Central, donde las series contienen abundantes capas de carbón y los ambientes sedimentarios dominantes son los ambientes parállicos costeros; la Región de Picos de Europa, caracterizadas por sucesiones carbonatadas de carácter somero y la Región del Pisuerga-Carrión, en la que abundan sucesiones turbidíticas profundas.



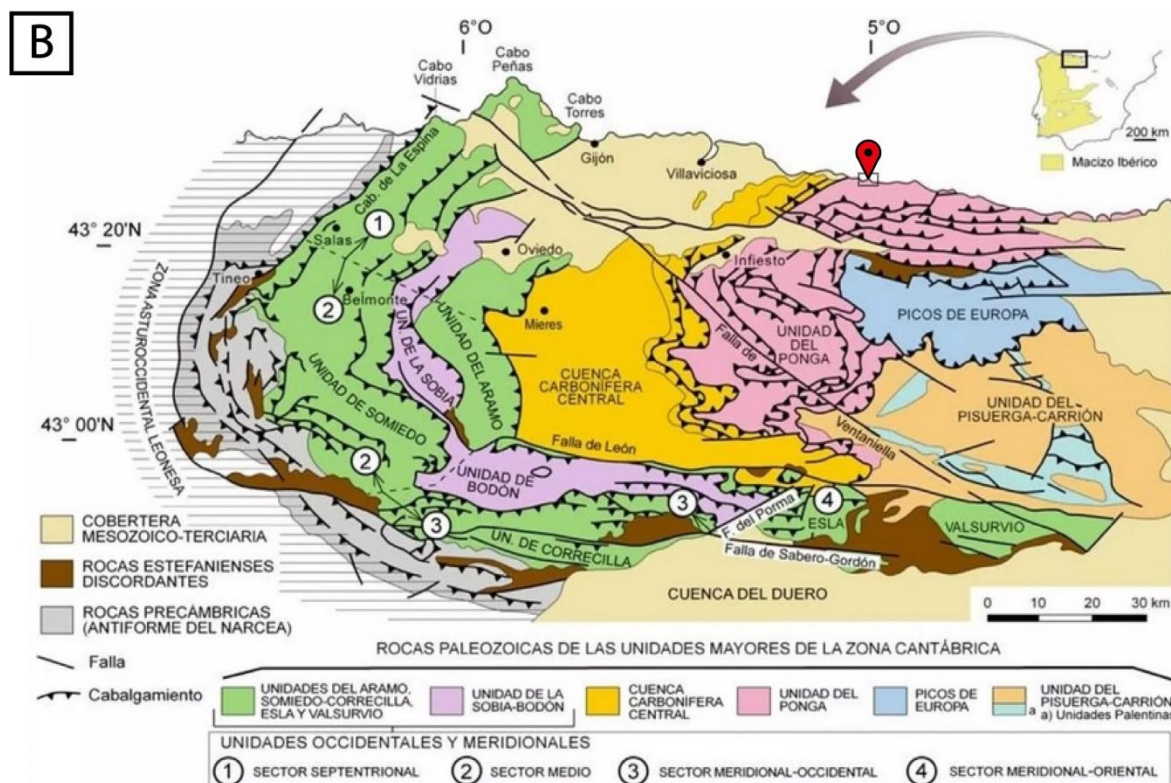
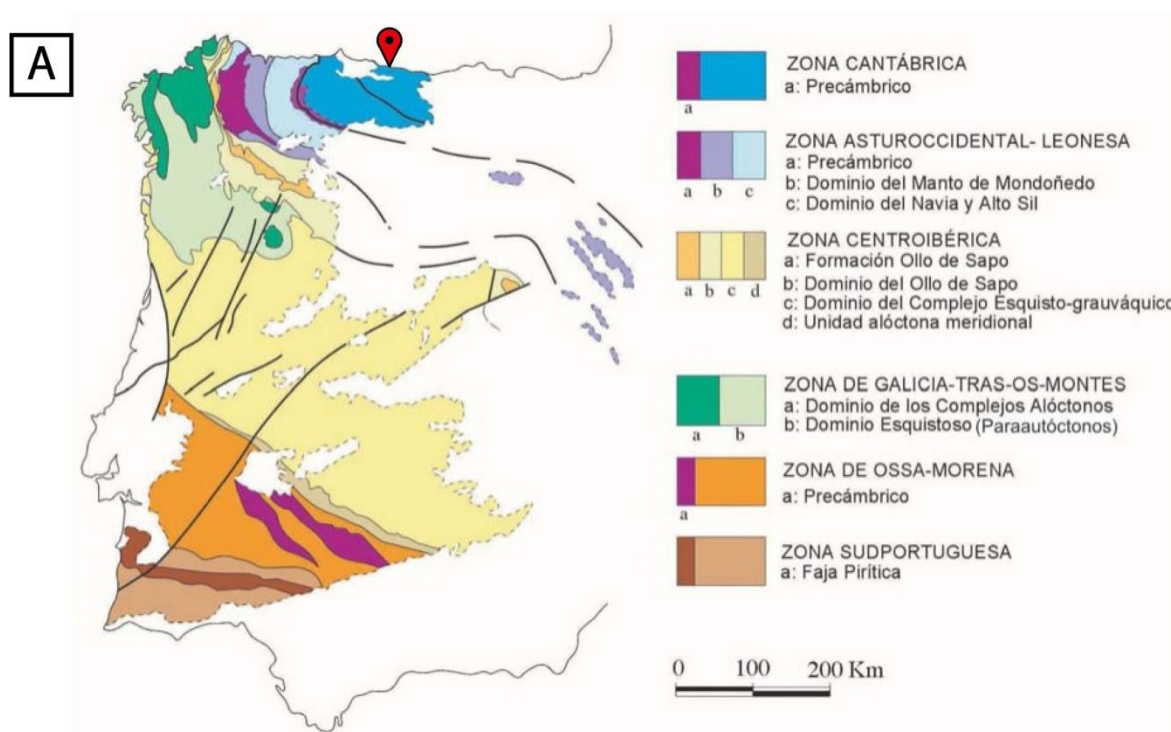


Figura 3: A) Mapa del O de la Península Ibérica en la que se muestra la división en zonas del Macizo Ibérico y la ubicación de la zona de estudio (Editado de Pérez-Estaún *et al.*, 2004). **B)** Mapa geológico de la Zona Cantábrica y las distintas unidades que la conforman en el que aparece representada la situación geográfica de la de estudio (Editado de Pérez-Estaún *et al.*, 2004).

4.2.2. Geología y geomorfología del Macizo de Ardines

La zona de estudio comprende el Macizo kárstico de Ardines, relieve situado en el margen Norte de la Región del Manto del Ponga y al S de la población de Ribadesella. Este macizo se encuentra constituido por la Formación Calizas de la Escalada (Van Ginkle, 1965; Navarro y Leyva, 1986), calizas micríticas y bioclásticas dispuestas en bancos gruesos, irregulares, masivos y lateralmente discontinuos con locales y delgadas intercalaciones lutíticas y carbonatadas. Estas calizas se depositaron en el Carbonífero Superior, en un ambiente de plataforma carbonatada de carácter somero (Bahamonde *et al.*, 1993). Este relieve se encuentra culminado por una antigua superficie de abrasión marina (rasa), localizada entre los 70-80 m de altitud (Hoyos *et al.*, 1996).

La geomorfología del macizo se encuentra condicionada por la presencia de estructuras de origen tectónico, las cuales inciden en la distribución y orientación de los elementos kársticos presentes (Alonso *et al.*, 1999; Foyo *et al.*, 2008). En la Figura 4A aparecen representadas las principales estructuras tectónicas del área: la Falla de Ribadesella (Alonso *et al.*, 1999), de dirección E-O a ESE-ONO, el cabalgamiento de El Carmen-Collera de dirección E-O a ENE-OSO que delimita el macizo por el S (Foyo *et al.*, 2008), y la falla de la Cueva, de orientación NO-SE a NNO-SSE que desplaza dicho cabalgamiento (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002).

Estas fallas y cabalgamientos han condicionado el trascurso y dirección de los flujos subterráneos del macizo, además de favorecer la infiltración a través de la existencia de fisuras y fracturas de origen tectónico para la formación de estructuras endokársticas (Hoyos *et al.*, 1996 y Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002). Un ejemplo de ello es el caso del valle del Río San Miguel, que está controlado y fluye de manera paralela al cabalgamiento de El Carmen Collera, incluso a través del propio macizo (Foyo *et al.*, 2008).

El macizo se encuentra altamente karstificado con una amplia presencia y desarrollo tanto de formas exokársticas como endokársticas. Jiménez-Sánchez *et al.* (2004) destacan la presencia de dolinas y lapiaces como principales elementos de exokarst, diferenciando tres familias de dolinas; dolinas subcirculares (20 a 60 m de diámetro), elípticas (170 a 300 m de diámetro máximo) y formas complejas, asimilables a uvalas incipientes que pueden presentar formas elongadas, subcirculares o lobuladas. El elemento más remarcable de la zona es el valle ciego del río San Miguel, que tiene como nivel de base el sumidero de la Gorgocera, localizado a 30 m de cota con una cuenca superficial de 9,6 km² (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002). Las formas macroestructurales de endokarst del Macizo de Ardines comprenden una amplia y compleja red de conductos subterráneos que incluyen tanto la Cueva de Tito Bustillo (Figura 4B) y otras cavidades conocidas, como la Cueva de la Cueva. Jiménez-Sánchez *et al.* (2004) señalan la hipotética existencia de una tercera cavidad en referencia a los estudios previos de Alonso Peña *et al.* (1996), la cual estaría localizada entre ambas y conectada con el exterior, y la posible comunicación subterránea entre ellas mediante el nivel activo hoy ocupado por el río San Miguel. Calleja *et al.* (2009) describen con gran detalle tres grupos de formas meso- y



microestructurales endokársticas identificadas en la zona. Por un lado encontramos las formas y depósitos fluviokársticos, constituidos por surgencias, sumideros, secciones longitudinales de conductos (niveles de tipo escalón-terracea o paleo-pisos de las cuevas y tubos) y estructuras de disolución en condiciones forzadas (*roof pendants*). Por el otro lado destaca la presencia de formas de gravedad, que incluyen principalmente desprendimientos rocosos y, en menor medida, movimientos de masa de tipo flujo originados por la inestabilidad de niveles margosos dentro de la Caliza de la Escalada, también observables a mayor escala en el margen N del macizo (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2004). Finalmente, las formas de precipitación química, muy extendidas y desarrolladas en el interior de las cuevas, constan de estalacticas, coladas, y espeleotemas de tipo *banderas*.

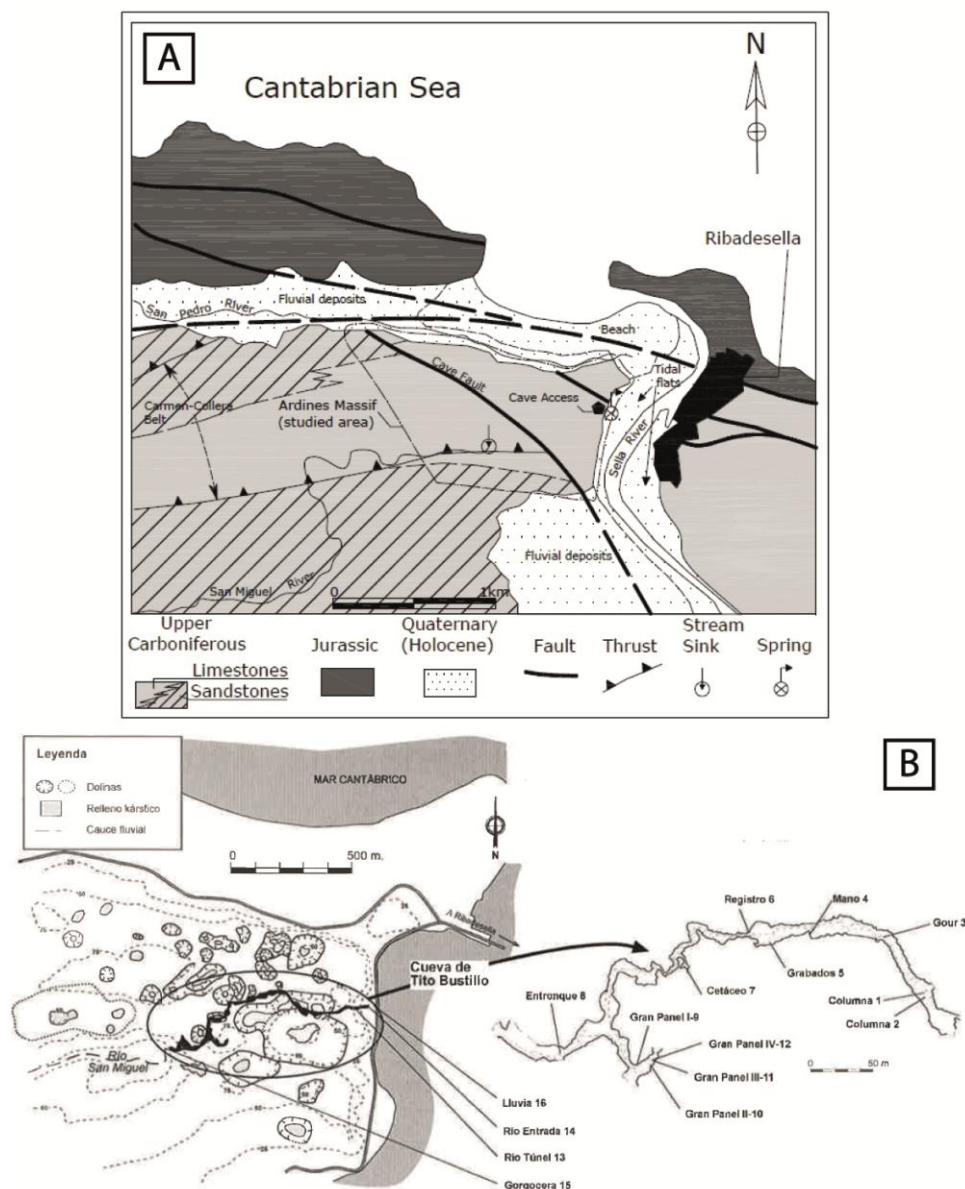


Figura 4: **A)** Mapa geológico del sector del Macizo de Ardines y la Cueva de Tito Bustillo en el que aparecen representadas las principales estructuras tectónicas del área. Extraído de Foyo *et al.* (2008). **B)** Mapa geomorfológico del Macizo de Ardines y situación geográfica de la Cueva de Tito Bustillo. Editado de Jiménez-Sánchez *et al.* (2002).

5. Metodología

5.1. Fundamentos de los métodos de prospección geofísica

Estos métodos se basan en el estudio y análisis de las propiedades físicas de los materiales del subsuelo, cuya interpretación permite inferir su estructura, composición y características. Existe una gran variedad de métodos de investigación geofísica que pueden ser englobados en dos grandes grupos. Por un lado, encontramos los métodos pasivos, fundamentados en la medición e interpretación de propiedades físicas inherentes a la Tierra, como el campo gravitacional, campo magnético, ondas sísmicas naturales o radiación electromagnética natural. Estos métodos no precisan de la generación o inducción artificial de una señal en el medio, si no que se centran en las variaciones de dichos parámetros frente a los valores teóricos esperados. Por el otro lado, los métodos activos implican la generación de una señal o perturbación artificial sobre el terreno, cuya naturaleza puede ser mecánica (sísmica), eléctrica o electromagnética entre otras. La interacción observada entre el subsuelo y el estímulo generado permite conocer las propiedades del mismo en base al parámetro físico objeto de estudio.

La principal diferencia entre ambos radica en que los métodos pasivos están sujetos a fuentes de energía generadas por fenómenos naturales, mientras que los métodos activos precisan de fuentes de energía artificiales. Esto puede inferir en la precisión, alcance y resolución de los resultados obtenidos, por lo que las propiedades y demandas específicas de cada uno de estos métodos deben ser tomadas en consideración del caso investigado para su correcta aplicación. Los métodos seleccionados para el estudio que se recoge en esta memoria son de carácter activo, siendo estos el método de sísmica de refracción de ondas P y de resistividad eléctrica (tomografía eléctrica).

5.1.1. Método de sísmica de refracción

Este método consiste en generar ondas sísmicas mediante una fuente emisora de origen mecánico, que en este caso se trata del golpeo de una maza en una superficie situada sobre el terreno. Estas ondas que viajan a través del subsuelo son captadas por una serie de estaciones o sensores (geófonos) distribuidos sobre el terreno y conectados a un sistema de registro y almacenamiento (sismógrafo). A partir del estudio de las distintas formas de onda y sus tiempos de recepción se consiguen obtener secciones con la distribución de las velocidades sísmicas del subsuelo que posteriormente son interpretadas y relacionadas con las capas geológicas y estructuras del terreno.

El desarrollo de la teoría sísmica se remonta a 1678 cuando se enuncia la Ley de Elasticidad de Hooke. Sin embargo, no es hasta 1845 cuando Robert Mallet realiza los primeros intentos de medición de velocidades sísmicas, usando pólvora negra como fuente de energía y recipientes de mercurio como receptores (Gayá, 2004). Es a comienzos del siglo XX cuando se producen avances significativos con trabajos como los de Knott (1899), que



desarrolla la teoría sísmica de reflexión y refracción, Mohorovicic (1909), el cual diferencia ondas P y S y las relaciona con la base de la corteza terrestre y Fesseden (1913) entre otros. A partir de las décadas de 1920 y 1930 los métodos de prospección sísmica ganaron preponderancia y se comercializó su uso en la exploración minera y especialmente en la industria petrolífera (Steward R. A. y Steward, P., 2009). A finales de la década de 1970, coincidiendo con el auge informático y el desarrollo tecnológico, los nuevos soportes digitales y la nueva instrumentación representó un cambio significativo en el campo de la sísmica, contribuyendo a la mejoría continuada de las técnicas de adquisición y procesamiento de datos (Gayá, 2004). En la actualidad, toda adquisición se realiza en formato digital y los datos obtenidos son procesados antes de su interpretación.

El método sísmico se fundamenta en la Ley de elasticidad de Hooke, que describe cómo las ondas sísmicas se propagan en medios elásticos que, aplicado a contextos geológicos, son los distintos tipos de suelos y rocas que conforman el sustrato, y la Ley de Snell y el principio de Huygens, que permiten interpretar la trayectoria de las ondas, como se propagan y su interacción en las discontinuidades del medio (Martínez-Pagán, 2008).

Cuando una onda sísmica incide en una superficie donde se produce un cambio en las propiedades elásticas del material, como puede ser el contacto entre dos capas geológicas distintas al que se denomina como interfase, parte de la energía de la onda continúa en el mismo medio, otra parte se refleja (ondas reflejadas) y la energía restante se transmite al otro medio (ondas refractadas) (Gayá, 2004), como se muestra en la Figura 5. Estas ondas presentan cambios en su dirección de propagación, velocidad y modo de vibración. La sísmica de refracción se centra en el análisis de estas últimas, específicamente en aquellas que reciben el nombre de ondas refractadas críticas.

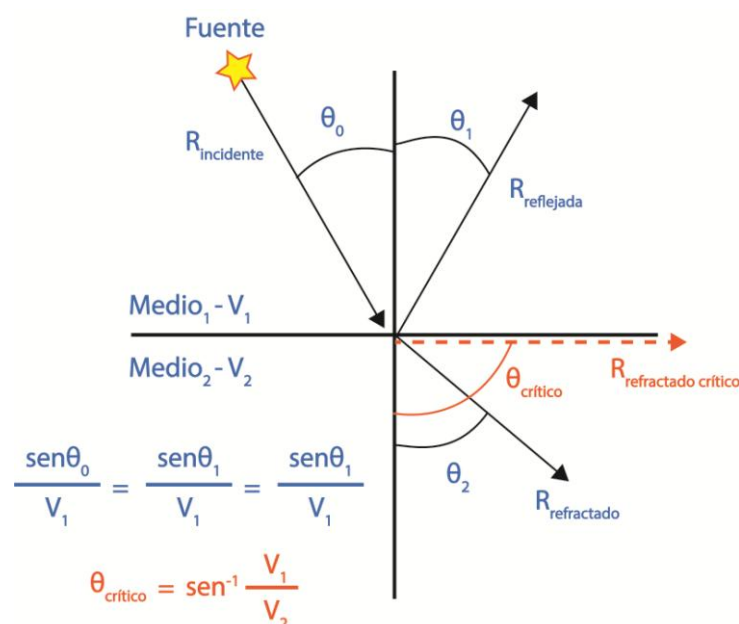


Figura 5: Representación gráfica de un rayo incidente sobre una interfase. Las ondas sísmicas se propagan a través del subsuelo, reflejándose y refractándose siguiendo la ley de Snell una vez entran en contacto con una interfase que separa dos materiales con distintas propiedades.

Cuando $V_1 < V_2$ y $\theta_0 > \theta_2$, los rayos se refractan a través de la segunda capa y los geófonos situados en la superficie no registran el fenómeno. En el caso en el que θ_2 alcanza los 90° se define como $\theta_1 = \text{sen}^{-1} \frac{v_1}{v_2}$ o ángulo de incidencia crítico, este rayo crítico viaja a través de la interfase con una velocidad V_2 y actúa como fuente de ondas secundarias siguiendo el principio de Huygens, las cuales son registradas por los geófonos (Gayá, 2004). Este fenómeno de propagación de ondas refractadas críticas se sucede en las interfases subyacentes siguiendo dicho mecanismo, la diferencia radica en que la onda que da origen a la refracción crítica en esos caso se trata de un rayo refractado de una interfase suprayacente, en lugar de un rayo incidente generado por la fuente sísmica. Posteriormente, con la información de distancia fuente-receptor y los distintos tiempos de llegada registrados por el sismógrafo se construyen unas representaciones gráficas denominadas dromocronas, cuyo análisis e interpretación permiten el cálculo de velocidades de las ondas, determinar la profundidad y geometría e identificar las diferentes interfases del perfil estudiado (Martínez-Pagán, 2008).

Existen fundamentalmente dos tipos de ondas que son capaces de propagarse a través del interior de materiales sólidos y homogéneos (Lay y Wallace, 1995): Las ondas P o primarias (ondas compresivas y distensivas que involucran cambios volumétricos) y las ondas S o secundarias (ondas trasversales que provocan deformación de cizalla sin alteraciones en el volumen). Dada su naturaleza, las ondas P son capaces de propagarse a través de aquellos medios que presenten un módulo de compresibilidad, es decir, materiales tanto sólidos como fluidos (líquidos y gases). Por el contrario, las ondas S se propagan tan solo por aquellos materiales que posean un módulo de rigidez o lo que es lo mismo, la capacidad de resistir deformaciones por cizallamiento, descartando de esa manera los elementos fluidos, pues son incapaces de resistir los esfuerzos cortantes. Son estas ondas primarias aquellas sujetas a estudio para esta investigación.

Considerando estos principios, se establece que la velocidad de propagación de las ondas P aumentará proporcionalmente junto al módulo de compresibilidad intrínseco del material que atraviesen. Otro de los factores determinantes de la velocidad es el grado de porosidad, primaria o secundaria, del material por el que se propagan las ondas, ya que estos huecos o fisuras se pueden encontrar ocupados por elementos fluidos (agua o aire) o materiales de grano fino como arcillas, que presentan un bajo valor de módulo de compresibilidad (Schön, 2015).

Los principales elementos que constituyen el dispositivo de adquisición de datos son la fuente sísmica, la cual genera la onda inicial (disparo) que es transmitida a través del sustrato. La naturaleza de esta fuente es artificial y mecánica, pudiendo ser el golpeo de un martillo sobre la superficie o instrumentos más sofisticados como los *accelerate weight drop* o AWD, que constan de un peso variable que es proyectado hacia el suelo y cuya energía de disparo puede ser regulada y replicada de manera constante. También es frecuente el uso de explosivos de amplios rangos de potencia y cañones de aire comprimido, principalmente en sísmica marina (Martínez-Pagán, 2008). El disparador o *trigger* registra el momento en el que se produce el disparo sincronizando el inicio de la adquisición de datos, se sitúa lo más próximo posible a la fuente sísmica y es conectado mediante un cable al sismógrafo.



Los geófonos son sensores que se encargan de detectar y medir el movimiento del suelo causado por las ondas sísmicas, convirtiendo la energía mecánica del movimiento en una señal eléctrica que puede ser registrada y analizada (Martínez-Pagán, 2008). Estos deben distribuirse formando una línea recta y con una separación equidistante entre ellos. La cantidad de geófonos y su espaciado dentro del dispositivo definen la profundidad de medida que se puede alcanzar y su resolución lateral. A mayor longitud de la línea (separación entre el primer y último geófono del dispositivo) mayor será el alcance y calidad de la medición de datos en profundidad, mientras que un espaciado reducido (mayor densidad de geófonos) aumentará la resolución lateral de los datos obtenidos.

Finalmente, el sismógrafo se trata del dispositivo central que registra y almacena las señales eléctricas de la línea de geófonos y el *trigger*, a los que se encuentra conectado. A diferencia de los modelos tradicionales, los sismógrafos digitales modernos tienen la capacidad de procesar rápidamente la información recibida por los geófonos, representando y visualizando, casi en tiempo real, la señal sísmica tras el disparo, para realizar su control de calidad. Posteriormente, estos datos almacenados son trasladados a dispositivos digitales donde mediante el uso de software especializado son tratados y procesados para la elaboración e interpretación geológica de modelos de velocidad de propagación de ondas.

En la Figura 6 aparece representado un modelo de dispositivo de sismica de refracción, sus principales componentes y el funcionamiento de emisión-recepción de ondas de manera esquemática.

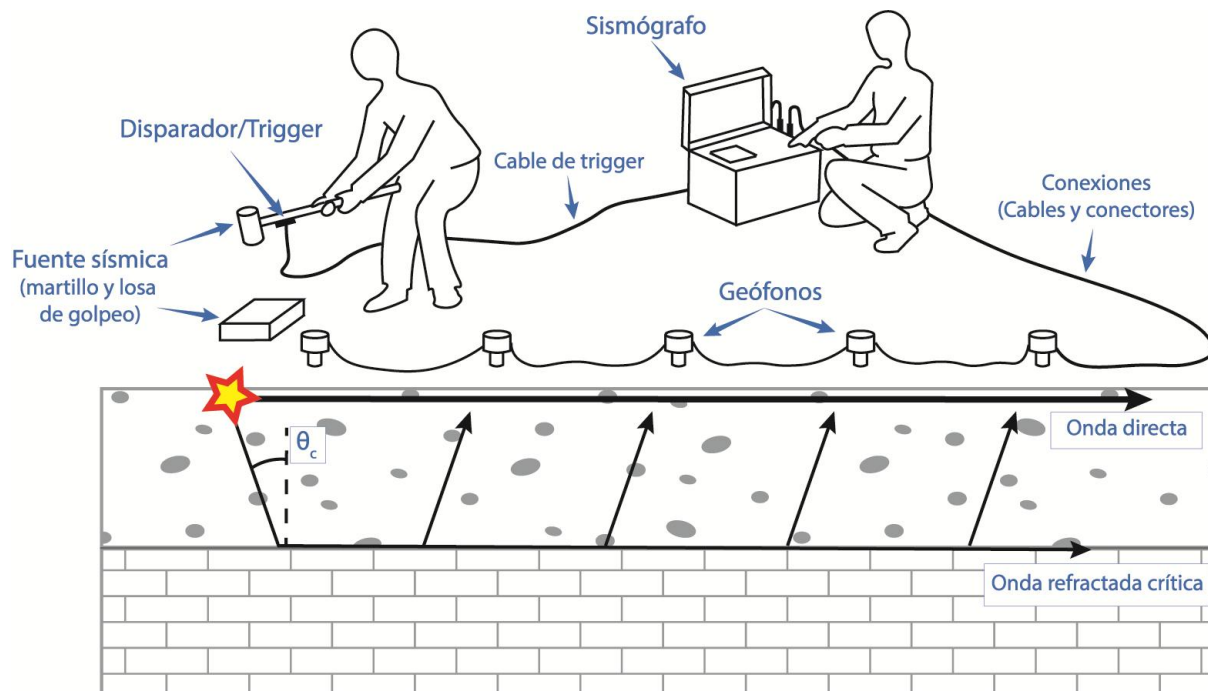


Figura 6: Modelo de un dispositivo de adquisición de datos geofísicos de sismica de refracción, utilizando como fuente sísmica el golpeo de un martillo sobre una losa. En este caso el *trigger* se instala próximo a la cabeza del martillo, para registrar el momento exacto en el que se realiza el golpe y se emite la señal sísmica.

1.1.2. Método de resistividad eléctrica (tomografía eléctrica)

Este método de carácter activo consiste en la inyección artificial de una corriente eléctrica en el terreno a través de dos electrodos que reciben el nombre de electrodos de corriente, los cuales son dispuestos sobre la superficie con una distribución y espaciado constante. Una vez inyectada dicha corriente se mide la diferencia de potencial resultante, que es receptado por otro par de electrodos denominados electrodos de potencial. De esta manera, quedan registrados los valores de intensidad de la corriente inyectada, el voltaje medido por los electrodos y la distribución espacial del dispositivo. Tras el procesado de dichos parámetros, el método eléctrico permite confeccionar un modelo que refleje la distribución de la propiedad de resistividad eléctrica en profundidad, cuya interpretación permite establecer su relación con los materiales y estructuras presentes en el sustrato.

Los métodos de prospección geofísica basados en el análisis de las propiedades eléctricas del terreno se encuentran en uso desde el siglo XIX, con las primeras aportaciones y trabajos realizados por Faraday y Maxwell (Butler, 2005). Burger (1992) señala que los inicios de esta disciplina se remontan a la década de 1830, cuando Robert W. Fox comenzó a experimentar con corrientes naturales asociadas a sulfuros en Cornwall (Inglaterra). El uso generalizado de estos métodos se produjo a partir de la década de 1912 con los resultados obtenidos por Schlumberger (1920) que publicaría años más tarde, además de los trabajos de Wenner (1915), cuyos avances y técnicas de medición de la resistividad eléctrica desarrolladas por ambos autores son de uso común aún hoy día (Kearey et al., 2002). Cabe mencionar las contribuciones en la materia de Ward (1962) y Morrison (1971), que desarrollaron y formalizaron la configuración dipolo-dipolo que, junto a las tradicionales configuraciones de medida de Wenner y Schlumberger, son ampliamente utilizadas en la actualidad.

La resistividad eléctrica de cualquier material se define como la resistencia eléctrica de un cilindro con una sección trasversal de área unitaria y una longitud unitaria (Dobrin y Savit, 1988), o en otras palabras, la resistividad es la medida de la facilidad con la que un material es capaz de conducir una corriente eléctrica (Butler, 2005). Su medida en el SI es el ohmio·metro ($\Omega \cdot m$), siendo la conductividad (σ) su inversa y medida en siemens/metro. La resistividad (ρ) de un cilindro de área de sección A , longitud L y resistencia R se expresa mediante la siguiente fórmula:

$$\rho = \frac{R \cdot A}{L}$$

Esta fórmula teórica se puede aplicar a un material cuya resistencia sea uniforme en todo su volumen, sin embargo en la práctica la resistividad eléctrica no se distribuye con tanta regularidad debido a la propia naturaleza heterogénea y anisótropa de los materiales geológicos (Peña, 2023). La resistividad medida se trata de la resistividad media resultado de la combinación de todos aquellos materiales atravesados por la corriente eléctrica inyectada, la cual recibe el nombre de resistividad aparente (ρ_a). El posterior tratamiento e inversión



matemática de estos valores de resistividad aparente se toman como base para su interpretación.

Esta resistividad aparente suele ser función de la resistividad de los materiales que atraviese la corriente eléctrica. En la Figura 7 aparece representado el ejemplo que Dobrin y Savit (1988) toman para ilustrar este concepto, considerando un sólido semi-infinito con una resistividad ρ uniforme y un dispositivo compuesto por dos electrodos de corriente A y B y dos electrodos de potencial C y D, que registran la medida de voltaje de fórmula:

$$V_C = \frac{I \cdot \rho}{2 \cdot \pi} \cdot \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad V_D = \frac{I \cdot \rho}{2 \cdot \pi} \cdot \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right)$$

Donde I es la intensidad de la corriente inyectada, r_1 y r_2 la distancia que guardan los electrodos de corriente con el electrodo de potencial C y R_1 y R_2 la distancia entre los electrodos de corriente y el electrodo de potencial D.

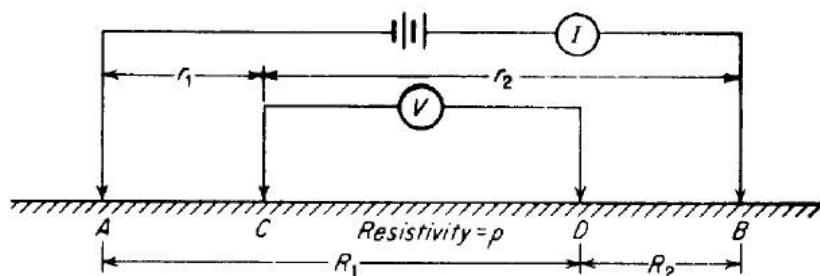


Figura 7: Ejemplo teórico de un dispositivo de medida de resistividad eléctrica compuesto de un par de electrodos de corriente y dos electrodos de potencial sobre un terreno uniforme de resistividad eléctrica homogénea. Extraído de Dobrin y Savit (1988).

De la diferencia de potencial registrada entre los electrodos de potencial C y D ($V_C - V_D$) y resolviendo ρ se puede extraer el valor de resistividad eléctrica aparente ρ_a mediante la fórmula:

$$\rho_a = \frac{2 \cdot \pi \Delta V}{I} \cdot \frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}}$$

La cual se simplifica mediante el factor geométrico a , que varía según la configuración espacial de los electrodos dentro del dispositivo de medida:

$$C = \frac{a \cdot \Delta V}{I}$$

El valor obtenido de ρ_a para este caso teórico es equivalente a la resistividad eléctrica real del material homogéneo tomado como ejemplo. No obstante y continuando con el ejemplo propuesto por Dobrin y Savit (1988), en el caso de encontrarnos con dos capas geológicas en las que $\rho_2 < \rho_1$ los flujos de corriente eléctrica circularían de manera distinta, como se refleja en la Figura 8A. Estos flujos circularían con una menor pendiente y más próximos a la

interfase entre ambas capas, dada la menor resistencia que ofrece la capa de ρ_2 . El flujo de corriente registrado será menor cuanto mayor sea la profundidad de la interfase, o lo que es lo mismo, si se incrementa la potencia de la capa de alta resistividad. En última instancia, el aumento de la separación de los electrodos incrementará el efecto que ejerce la capa con baja resistividad eléctrica, ya que la cantidad de corriente que queda confinada en la capa de alta resistividad es despreciable (Dobrin y Savit, 1988). En la Figura 8B se muestra de manera esquemática esta relación entre la resistividad aparente y la separación de los electrodos.

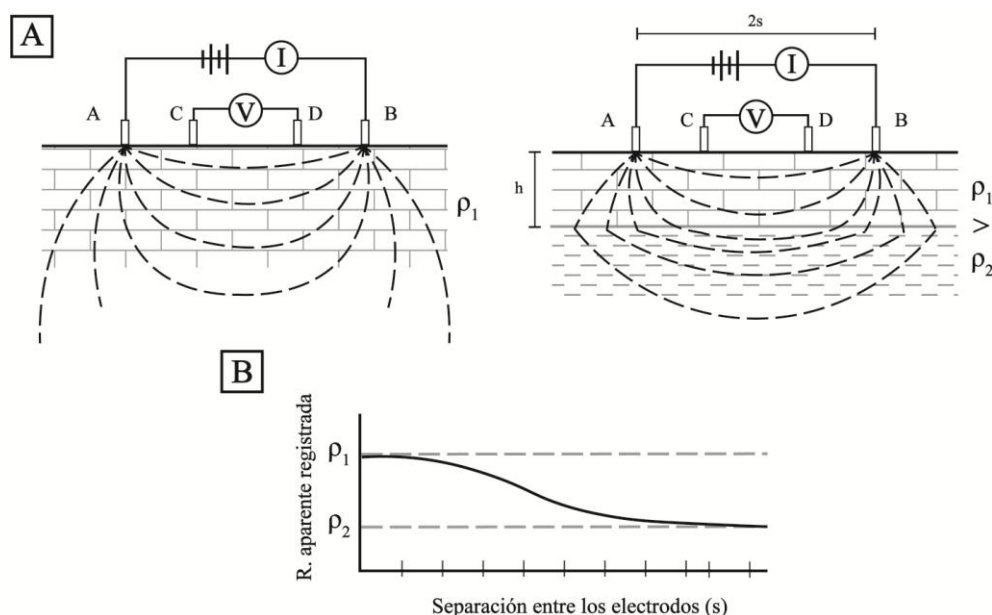
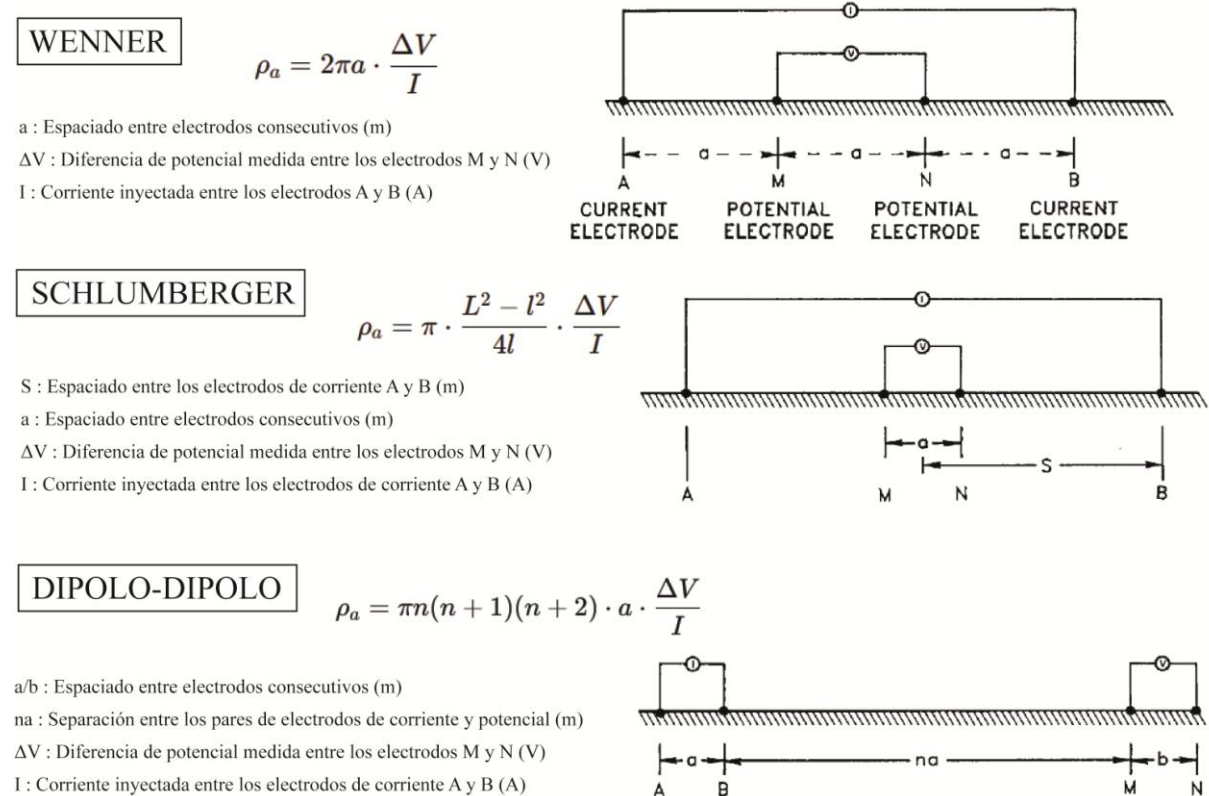


Figura 8: **A)** Ejemplo de líneas de flujo de corriente en dos casos, uno de ellos en los que la corriente circula a través de un solo medio homogéneo de resistividad eléctrica ρ_1 y otro en el que existen dos medios con dos resistividades eléctricas distintas donde $\rho_1 > \rho_2$. En ambos casos el dispositivo de inyección y medida consta de dos pares de electrodos de corriente A y B y el par restante de electrodos de potencial C y D. **B)** Gráfica sintética que representa la relación entre la resistividad aparente registrada y la separación entre los electrodos s .

Bajo estos principios, se establece cómo el aumento de la separación y distribución espacial entre los electrodos permite conocer los valores de resistividad eléctrica aparente de los materiales a mayor profundidad. Existen varias configuraciones o dispositivos de los electrodos para los dispositivos de medida, siendo los más destacables y de uso común Wenner, Schlumberger y dipolo-dipolo (Figura 9). Cada uno de ellos posee su propia fórmula de ρ_a y sus correspondientes ajustes al parámetro geométrico a que define, junto a otros valores, la relación espacial que guardan los electrodos dentro del dispositivo.

Dos de las metodologías más usadas para la adquisición de datos de resistividad eléctrica en campo son los sondeos eléctricos verticales (SEV) y tomografía de resistividad eléctrica (ERT). Los primeros constan de un dispositivo simple, compuesto por cuatro electrodos, un par de corriente y otro de potencial, conectados a una fuente de corriente y a un resistivímetro, mientras que la disposición espacial de los electrodos queda definida por la configuración previamente elegida. Se tratan de un método económicamente accesible y de fácil implementación, pero limitado en cuanto a la obtención de datos se refiere. El dispositivo sólo

es capaz de obtener datos en la vertical (1D), proporcionando una baja resolución espacial y simplificando la geometría del subsuelo, pues asume que este está formado por capas horizontales, por lo que puede conducir a errores en terrenos heterogéneos y en presencia de estructuras tales como fallas.



de dispositivo de adquisición de datos mediante tomografía eléctrica y el método de *roll-along*.

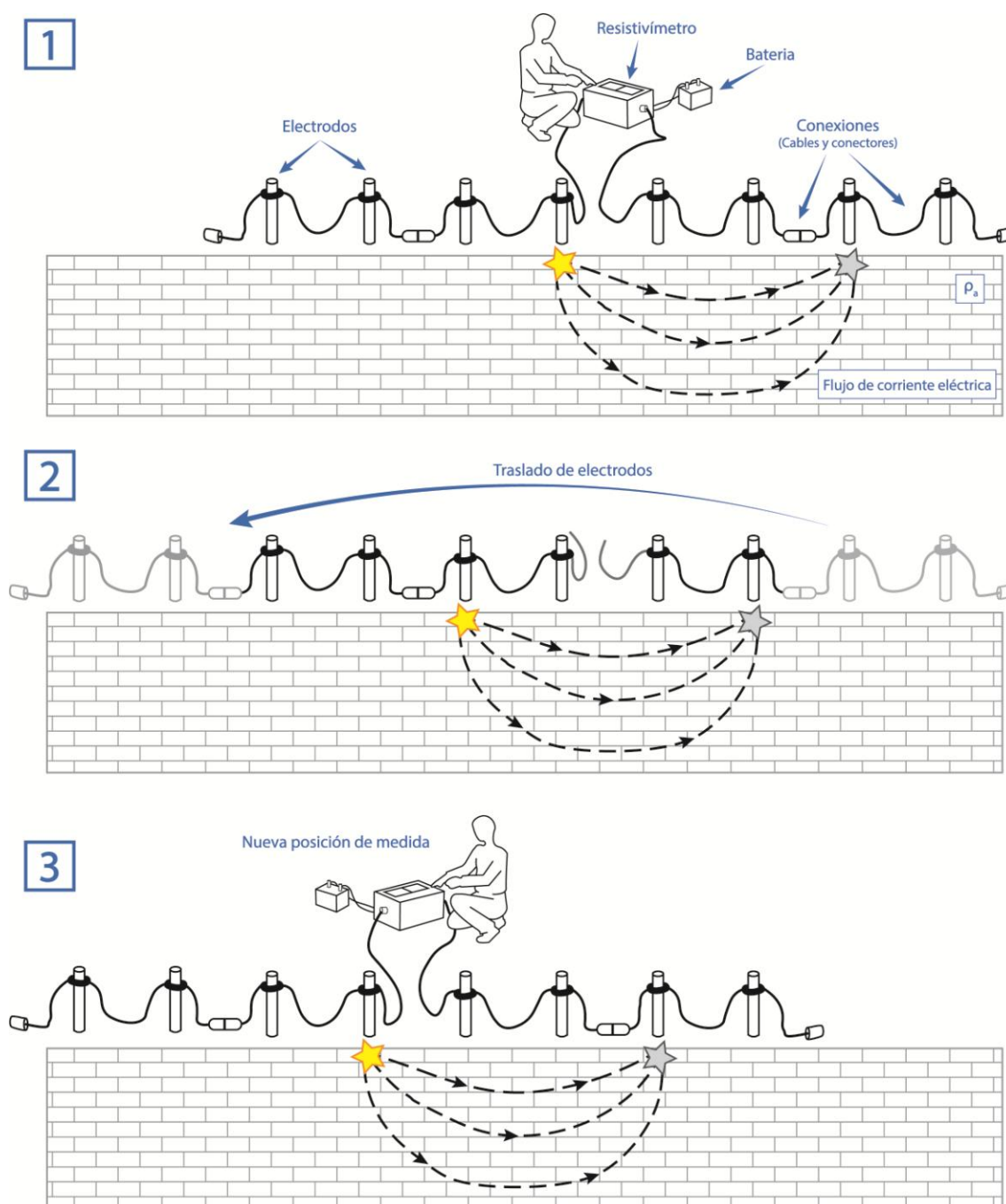


Figura 10: Modelo de un dispositivo de adquisición de datos geofísicos de tomografía de resistividad eléctrica y ejemplo de metodología *roll-along*,

Al igual que en el caso de la velocidad de propagación de las ondas P, el flujo de corriente eléctrica es condicionado por las litologías y estructuras geológicas que atraviesa, y especialmente por la presencia de fluidos. Los distintos materiales que conforman el sustrato presentan resistividades eléctricas muy variables dada su composición (Schön, 2015), pero es si no la presencia de porosidades, fracturas o cavidades uno de los mayores condicionantes. Esto es debido a que el aire se trata de un elemento aislante eléctrico, mientras que el agua

(subterránea) es un gran conductor de la electricidad, con valores de resistividad eléctrica superiores a de $1 \cdot 10^5 \Omega \cdot m$ (Mikhail, 2001) y $5-300 \Omega \cdot m$ (Schön, 2015) respectivamente. Esto puede provocar que una misma litología presente valores de resistividad varíen enormemente en función de su grado de humedad y la presencia de porosidades primarias o secundarias. Espinosa y Carrillo (2002) recoge en su estudio mediciones de velocidad de propagación de ondas P y resistividad eléctrica en calizas de la Cantera de Dzityá (Yucatán, México), donde señala un valor medio de resistividad eléctrica de $2,13 \cdot 10^6 \Omega \cdot m$ en seco y $3358 \Omega \cdot m$ en estado saturado. Cabe mencionar que los elementos y contenido mineral presentes en el agua pueden hacer oscilar su valor de resistividad eléctrica, tomando como ejemplo el agua marina ($0,18-0,22 \Omega \cdot m$) y el agua de lluvia ($300-2000 \Omega \cdot m$) (Schön, 2015).

En la Tabla 1 aparecen recogidos valores de resistividad eléctrica y velocidad de propagación para diferentes elementos y materiales geológicos, con distintos grados de alteración y/o porosidad, extraídos de fuentes bibliográficas citadas a lo largo del presente trabajo.

Elemento/Material geológico	Resistividad eléctrica ($\Omega \cdot m$)	Velocidad de propagación de ondas P (m/s)	Referencia bibliográfica
Agua marina	0,18 – 0,22		
Agua subterránea	5 - 300	1.400 - 1.700	Schön (2015)
Agua de lluvia	300 – 2.000		
Aire	$\gg 10^5$	200 - 400	Mikhail (2001) y Schön (2015)
Arcilla	1 - 100	300 – 1.500	Lowrie y Fichtner (1997) y Schön
Calizas regionales (C. de Montaña, C. Laspra y C. del Páramo)	-	3.500 - 5.500	Alonso y Suárez (1985)
Calizas (alteración/porosidad elevada)	100 – 1.000	1.500 – 3.500	Espinosa y Carrillo (2002)
Calizas (alteración/porosidad intermedia)	$3.500 - 10^4$	2.500 – 4.500	Espinosa y Carrillo (2002) Schön (2015)
Calizas (inalteradas/baja porosidad)	$>2 \cdot 10^4$	5.000 – 6.000	

Tabla 1: Valores de resistividad eléctrica ($\Omega \cdot m$), velocidad de propagación de ondas P (m/s) de distintos materiales de relevancia para el estudio de la zona. En la cuarta columna de la tabla aparece la referencia bibliográfica de la que se ha extraído dicha información.



5.2. Estudio geomorfológico de dolinas a través de herramientas SIG

Las dolinas se tratan de depresiones cerradas formadas por la disolución de rocas solubles (rocas carbonatadas y evaporíticas), pudiendo generarse por procesos de disolución subterránea, colapso de cavidades o la combinación de ambos. Geomorfológicamente presentan formas circulares o elípticas, con diámetros y profundidades altamente variables, desde unos pocos metros a más de cien (Gutiérrez, 2001), apareciendo de manera aislada o agrupadas en formas más complejas denominadas uvalas. Estas formas exokársticas pueden clasificarse según su morfología en dolinas de artesa o cubeta, en embudo y en pozo o en ventana (Sweeting, 1972; Cvijic, 1983) o según su origen en dolinas de disolución, de flexión (sagging), de colapso y de sufusión (Gutiérrez *et al.*, 2008). También existe una tercera clasificación según los materiales a los que afectan, siendo estas dolinas de cobertera detrítica (*cover*), sustrato insoluble (*caprock*) y sustrato soluble (*bedrock*) (Gutiérrez *et al.*, 2008). Estas clasificaciones no son excluyentes entre ellas, si no que generalmente se usan de manera combinada como se refleja en la Figura 11.

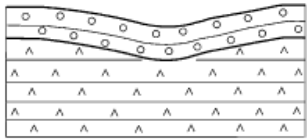
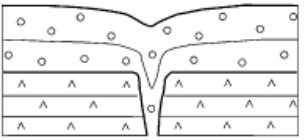
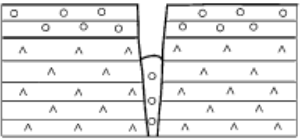
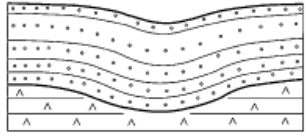
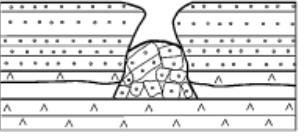
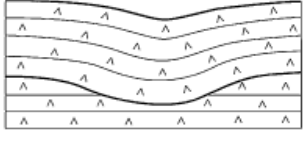
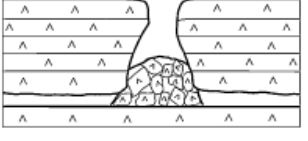
MAIN SINKHOLE TYPES			
MATERIAL	PROCESS		
	Sagging	Suffosion	Collapse
Cover	<p>Cover sagging sinkhole</p> 	<p>Cover suffosion sinkhole</p> 	<p>Cover collapse sinkhole</p> 
Caprock	<p>Caprock sagging sinkhole</p> 		<p>Caprock collapse sinkhole</p> 
Bedrock	<p>Bedrock sagging sinkhole</p> 		<p>Bedrock collapse sinkhole</p> 

Figura 11: Principales tipos de dolina según las clasificaciones genéticas y de materiales a los que afectan. Extraído de Gutiérrez *et al.* (2008).

Las dolinas se manifiestan en el relieve como depresiones de superficie circular o elíptica, con un escarpe o resalte de pendiente variable y de planta morfológicamente dependiente del tipo de dolina y su relleno, en la que es común se desarrolle una cobertera vegetal y arbórea

(Favretto y Poldini, 1985). Estas características geomorfológicas permiten su identificación a través de la observación de ortoimágenes aéreas u otros modelos digitales como lo puedan ser los modelos de sombras (*hillshade*) o modelos digitales de pendientes (MDP), ambos generados a partir de modelos digitales del terreno (MDT) a través del uso de herramientas SIG. Son estos criterios morfológicos los que han permitido su identificación para la confección de la cartografía geomorfológica y posterior clasificación e interpretación junto a los métodos de prospección geofísica.

Los Sistemas de Información Geográfica o SIG son sistemas de información orientados a la gestión de datos espaciales y cuyos avances tecnológicos en los últimos años han permitido el desarrollo de avanzadas herramientas de carácter digital (Quirós, 2011). Su uso permite la integración de múltiples variables a través de la combinación y análisis simultáneo de diversas capas de información, con una gran capacidad de análisis espacial, tanto en términos de dimensiones del área estudiada como de su resolución espacial.

La aplicación de herramientas SIG en el estudio de dolinas está ampliamente desarrollada en la actualidad (García-Ruiz y Gutiérrez, 2000; Gutiérrez y Copper, 2002; Lamelas, 2007; Domínguez-Cuesta *et al.*, 2010; Albardía, 2020). Su implementación abarca desde la confección de cartografías geomorfológicas, análisis morfométricos y de actividad de subsidencia y creación de mapas de susceptibilidad de formación de dolinas o de riesgos de colapso, indispensables para labores de ordenación del territorio. Aplicadas a este estudio, estas herramientas han permitido la confección de una cartografía geomorfológica de dolinas en la superficie del Macizo de Ardines y un análisis de subsidencia del terreno del área comprendida en el interior de la propiedad sujeta a estudio donde se realizaron la adquisición de datos geofísicos. La principal herramienta empleada para ello ha sido *ArcMap versión 10.8.2*, software integrado dentro del paquete *ArcGIS Desktop*, desarrollado por *Esri (Environmental Systems Research Institute)*.

5.3. Trabajo de campo

5.3.1. Uso de GPS y adquisición de datos topográficos

Previamente a la instalación de los dispositivos geofísicos, se utilizó un sistema GNSS RTK E200 del fabricante *E-Survey* al que se le incorporó una tableta con el software de control del GPS (Figura 12), de precisión centimétrica. Primeramente, se utilizó este equipo para señalar in situ el punto inicial y final de la línea de sensores dispositivo de prospección geofísica, establecida con anterioridad. Una vez marcados estos puntos, se extendieron varias cintas métricas para cubrir toda la longitud de la línea y permitir colocar los sensores (geófonos y electrodos) con el espaciado elegido, manteniendo la geometría rectilínea del dispositivo y la separación entre sensores lo más regular posible.

Tras instalar los sensores del primer dispositivo geofísico, que en este caso se trató del equipo de tomografía eléctrica, se procedió a registrar las coordenadas XYZ de cada uno de los sensores en coordenadas UTM ETRS 1989 30N. Este registro fue necesario, por un lado,



para replicar la disposición de los sensores del siguiente dispositivo de medida (geófonos) con la mayor precisión posible, fundamental para la correlación e interpretación de los perfiles geofísicos. Por el otro lado, es necesario conocer las coordenadas de los sensores, especialmente el valor Z o de altitud, para incorporarlas a los software de procesado de datos geofísicos. Adicionalmente, en el caso del método sísmico, también se registró el punto exacto en el que se ejecutaba el golpeo de la maza, para conocer las coordenadas de la fuente sísmica. Finalmente, también se tomaron coordenadas de distintos elementos del terreno, como las dolinas aflorantes, para su posterior correlación con los perfiles geofísicos.



Figura 12: *Izquierda:* Detalle del sistema GNSS RTK E200 y la tableta con el software del GPS. *Derecha:* Toma de datos topográficos durante las labores de campo.

5.3.2. Dispositivo de tomografía eléctrica

El equipo de adquisición de datos de resistividad eléctrica (Figura 13) estaba constituido por un resistivímetro SuperSting modelo R8/IP/SP, de la marca comercial AGI (*Advanced Geosystems Inc.*), con capacidad de medir simultáneamente hasta ocho canales (electrodos) en cada inyección de corriente, al que va conectado una batería que alimenta el dispositivo y actúa como fuente de corriente. Por otro lado, las piquetas o estacas de acero inoxidable insertadas en la superficie del terreno (electrodos) y los cables con los electrodos de transmisión, adheridos a las piquetas mediante un muelle y que conectan la línea de electrodos con el resistivímetro. La línea inicialmente contaba con 56 electrodos con un

espaciado de 2 m, al que se aplicó el método de *roll-along* descrito previamente, para extender la línea a un total de 138 m empleando 70 electrodos en conjunto.



Figura 13: *Izquierda:* Panorámica de la línea de electrodos. *Central:* Resistivímetro SuperSting modelo R8/IP/SP junto a la batería de alimentación, conexiones y electrodos. *Derecha:* Detalle de una piqueta conectada al electrodo de transmisión mediante un muelle.

La instalación del dispositivo consistió en la inserción de las piquetas sobre el terreno, manteniendo el espaciado tomando como referencia las cintas métricas desplegadas. Al tratarse de una zona donde la roca afloraba en superficie puntualmente en posiciones donde había que insertar las piquetas, estas eran desplazadas lateralmente manteniendo el dispositivo lo más rectilíneo posible. Una vez emplazadas todas las piquetas se desplegaron los cables y conexiones a lo largo de la línea y se ubicó el resistivímetro a mitad de la misma. En último lugar y previo a dar comienzo a la adquisición, se creó y editó el archivo de almacenamiento en el resistivímetro, se insertaron parámetros como el espaciado de electrodos del dispositivo y se seleccionó la configuración de medida, siendo en este caso dipolo-dipolo y Schlumberger invertido. Estos arreglos fueron seleccionados ya que se complementan en términos de intensidad de la señal generada, profundidad y resolución lateral. Conforme el dispositivo finalizaba las medidas de los canales del extremo inicial de la línea, estos eran desconectados y trasladados al extremo opuesto según el método *roll-along*. Finalizada la adquisición de datos de los canales de la línea inicial, el resistivímetro se emplazaba en la nueva posición y eran conectados los segmentos de línea extendida hasta cubrir los 138 m de longitud total deseados.

La ubicación y extensión de la línea del dispositivo de adquisición de datos de resistividad eléctrica aparece representada en el mapa de la Figura 14A, mientras que el mapa con la posición de cada uno de los sensores de medida (electrodos) se recoge en el mapa de la Figura 14B.



Figura 14: A) Situación de la línea del dispositivo de adquisición de datos de resistividad eléctrica con un espaciado de referencia de 10 m. B) Disposición de los sensores de medida (electrodos), de la línea del dispositivo de adquisición de datos de resistividad eléctrica.

5.3.3. Dispositivo de sismica activa de ondas P

El dispositivo de sismica (Figura 15) contó con un sismógrafo StrataVisor NX, desarrollado por la empresa *Geometrics Inc.*, con capacidad de 48 canales o geófonos. Una maza a la que se encontraba adherido el *trigger*, próximo a su cabezal y conectada mediante una bobina al sismógrafo, y una losa de plástico duro ABS, sobre la cual se efectuaba el golpeo y que en conjunto constituía la fuente sísmica del dispositivo. Los geófonos y el cable sísmico conectado al sismógrafo, a su vez conectado a una batería (fuente de alimentación). Se realizaron dos configuraciones o *setup*, dado que no se podía cubrir la distancia total de la línea con un solo dispositivo con el espaciado planteado. Ambos *setup* contaban con 48 geófonos con un espaciado de 2 m, cubriendo el primer *setup* los metros 0 a 94 de la línea y el segundo *setup* los metros 48 a 142.



Figura 15: Izquierda: Detalle del sistema sismógrafo StrataVisor NX. Derecha: Panorámica del dispositivo sísmico antes de realizar un disparo.

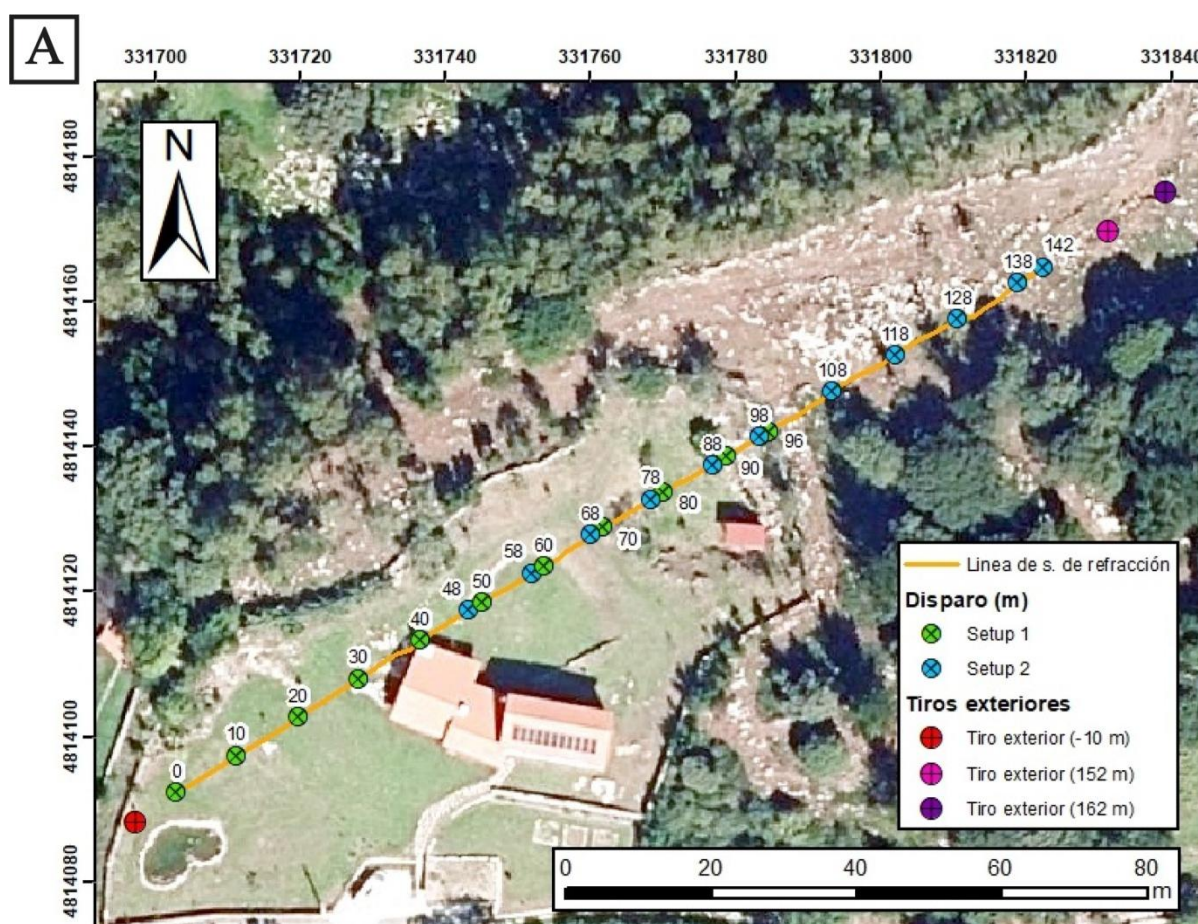
Al igual que en el caso anterior con el equipo de tomografía eléctrica, el primer paso en la instalación del dispositivo de sismica consistió en la inserción de los geófonos sobre el terreno, salvo que en este caso se implementó el uso del GPS en lugar de las cintas métricas para colocar los geófonos en los puntos exactos en los que previamente se emplazaron los electrodos. Tras colocar los sensores, se desplegaron los cables y conexiones a lo largo de la línea y se emplazó el sismógrafo en su punto medio. Tras crear el archivo de almacenamiento y ajustar los parámetros de medida en el sismógrafo se iniciaron una serie de comprobaciones para asegurar la funcionalidad del dispositivo. Estas medidas consistieron en reconocer fuentes de ruido secundarias que pudieran interferir en la adquisición de datos, asegurar la correcta sincronización del *trigger* y verificar el estado de los geófonos.

Instalado y asegurado el dispositivo de medida, comenzó la adquisición de datos. Se realizó un tiro exterior en el primer *setup* en el metro -10, tomando como referencia el primer geófono. A continuación los disparos se efectuaron con un espaciado de 10 m a partir del primer geófono, tomando medidas topográficas de los puntos en los que se efectuaban los

golpeos. El golpeo de la maza debía realizarse sobre el centro de la losa, ya que esta ofrece una superficie rígida favoreciendo la adecuada transmisión de las ondas sobre el terreno, pues la superficie del mismo suele estar conformada por materiales poco compactos y cubierta por vegetación, que generan un efecto amortiguador en las ondas. En ocasiones era necesario realizar uno o más golpes para asentar la propia losa en el terreno y compactar la superficie sin tomar registros del golpeo. El número de disparos por posición variaba según la calidad de los datos visualizados en tiempo real en el sismógrafo, considerando factores como el ruido ambiental o una correcta activación del *trigger*. Aquellos disparos en una misma posición registrados con la calidad óptima eran almacenados y promediados en un *stack*.

Finalizado el primer *setup* se trasladó el dispositivo a la nueva posición, manteniendo los espaciados y posiciones de los geófonos con respecto al primer *setup* y tomando como referencia los emplazamientos de los sensores de tomografía eléctrica. Adicionalmente, en este segundo *setup* se ejecutaron 2 disparos exteriores con un espaciado de 10 m en los metros 152 y 162.

En el mapa de la Figura 16A aparece la situación de la línea del dispositivo de adquisición de datos de sismica de refracción y en el mapa de la Figura 16B se recoge la posición de cada uno de los sensores de medida (geófonos) de los *setup* 1 y 2.



Sistema de coordenadas: ETRS 1989 UTM Zona 30N



Sistema de coordenadas: ETRS 1989 UTM Zona 30N

Figura 16: A) Situación de la línea del dispositivo de adquisición de datos de velocidad de propagación de ondas P mediante sísmica de refracción y la posición de los disparos correspondientes a los tiros exteriores, *setup* 1 y 2. B) Disposición de los sensores de medida (geófonos), de la línea del dispositivo de adquisición de datos de velocidad de ondas P mediante sísmica de refracción y posición de los disparos de los tiros exteriores.

Los software implementados para el procesado e interpretación de estos datos sísmicos han sido *Pickwin (Pick First Breaks) versión 4.0.1.5* y *Plotrefa (Refraction Analysis) versión 2.9.1.6*. El primero de ellos se trata de una herramienta diseñada específicamente para el picar los de datos sísmicos, es decir, para identificar y marcar los primeros tiempos de llegada de las ondas sísmicas a cada traza o registro de cada geófono en los registros sísmicos (sismogramas). A este programa se le fueron incorporados los datos en bruto registrados por el sismógrafo, correspondientes a la posición del sensor de llegada, los tiempos de recepción y la amplitud de las ondas. Esta información aparece representada en una gráfica (sismograma) como se puede observar en la Figura 17, donde el eje de abscisas se corresponde a la dimensión longitudinal del perfil y la posición y espaciado de los geófonos y el eje de coordenadas el tiempo de llegada.

El tratamiento de dichos datos comenzó con la creación de dos listas de archivos, correspondientes a los *setup* 1 y 2 (0 a 94 m y 48 a 142 m de la línea respectivamente) que contienen la información registrada de los disparos. Al incorporar estas listas de archivos fue necesario especificar parámetros teóricos como la posición de la fuente sísmica, la distancia

del sensor sobre el que se efectuó el disparo con respecto al primer geófono y el espaciado teórico de los geófonos (2 m). Una vez definidos estos parámetros se inició el tratamiento de datos marcando el primer tiempo de llegada de las ondas en cada uno de los sensores, repitiéndose este proceso en todos los disparos realizados en cada uno de los *setup*. El resultado final son dos archivos *.vs* de ambos *setup*, que recogen los tiempos de llegada de cada uno de los geófonos y su distancia teórica con respecto al inicio de su línea agrupados según el disparo al que pertenece la medida.

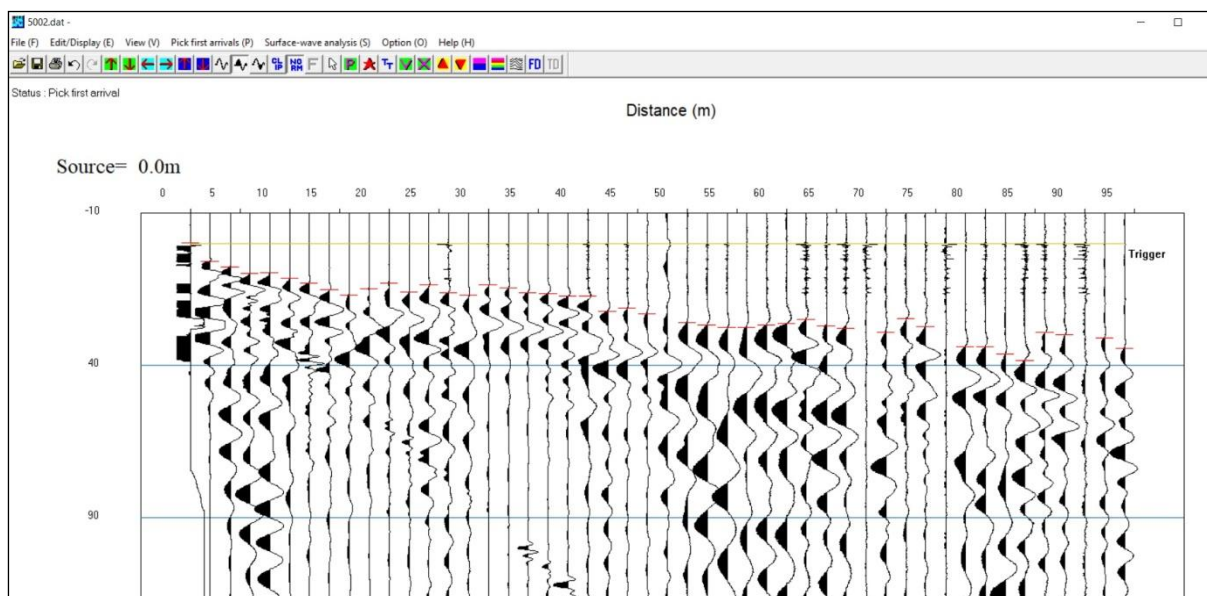


Figura 17: Interfaz de la herramienta *Pickwin* durante el proceso de picado de las primeras llegadas de ondas en el disparo del *setup* 1 correspondiente al inicio de la línea o primer geófono (0 m). En ella se puede observar el sismograma con las picadas de las primeras llegadas seleccionadas (líneas rojas).

Antes de incorporar estos archivos *.vs* al software *Plotrefa* es necesario realizar una conversión de las coordenadas teóricas de distancia y separación de los sensores establecidas en *Pickwin* a las coordenadas reales, obtenidas mediante el uso de las herramientas GPS previamente mencionadas. Conociendo la posición real de cada uno de los sensores en coordenadas UTM ETRS 1989 30N, se utilizó una plantilla de *Microsoft Excel* para calcular la distancia real de separación entre los geófonos. Este valor de distancia teórica de los archivos *.vs* fue sustituido sistemáticamente por los valores de distancia real calculados, utilizando el propio *Microsoft Excel* para facilitar y agilizar el proceso, al tratarse de un volumen de datos significativo.

Realizada la conversión de coordenadas, los archivos *.vs* están preparados para ser incorporados en *Plotrefa*. Esta herramienta se utiliza para el modelado e inversión de los tiempos de llegada marcados en *Pickwin*, para su conversión en modelos de velocidad de propagación de ondas del subsuelo.

El primer paso consistió en añadir los archivos *.vs* con los tiempos marcados de las primeras llegadas de los *setup* 1 y 2, acotar los rangos de velocidad de propagación aparente mínima y máxima para la generación del modelo inicial e incorporar el perfil topográfico de

elevaciones. En la Figura 18 se puede observar la interfaz de análisis de velocidad de las dromocronas en una gráfica que enfrenta la velocidad de propagación en m/s (abcisas) y la longitud del perfil en m (coordenadas). Esta función permite trazar líneas de velocidad de las dromocronas para calcular su velocidad en m/s y establecer los límites máximo y mínimo aparente de velocidad previamente mencionados, además de conocer los valores de velocidad esperables a lo largo del perfil.

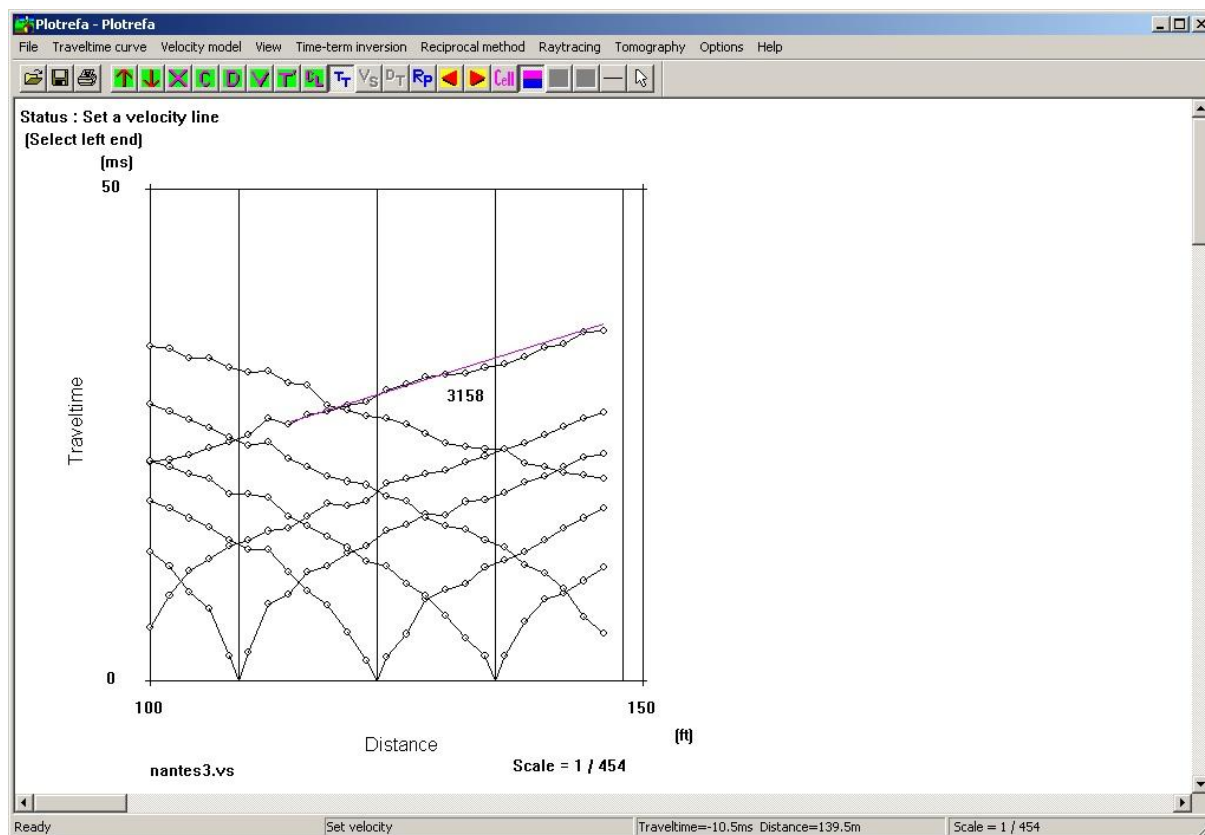


Figura 18: Interfaz del software *Plotrefa* en su función de inserción y cálculo de líneas de velocidad. Extraído de *Geometrics Inc.* (2009).

Una vez establecidos los valores máximos y mínimos aparentes del modelo e incorporado el perfil topográfico de elevación es posible generar un modelo inicial. Este modelo inicial representa una estimación preliminar del modelo del terreno basado en los parámetros incorporados inicialmente. Su fiabilidad es reducida, especialmente si se trata de un terreno heterogéneo, es por ello que es necesario someter el modelo a un proceso de inversión. La inversión del modelo consiste en el ajuste iterativo de los datos para minimizar las diferencias entre los tiempos de llegada observados y modelados a través de la aplicación y cálculo de algoritmos matemáticos. Tras aplicar la primera inversión, el modelo resultante ya cuenta con un mayor grado de fiabilidad y permite iniciar su interpretación. No obstante, tras la generación de la primera inversión, se pretende ajustar los parámetros establecidos hasta el momento para conseguir el modelo más adecuado y con menor rango de error en base a los datos incorporados. Estos parámetros incluyen los rangos de velocidad máxima y mínima, suavizado y número de iteraciones de la inversión o aplicar una segunda inversión al modelo.

Obtenido el modelo con mayor grado de fiabilidad, ya puede iniciar su interpretación y correlación con el modelo de resistividad eléctrica.

5.3.4. Estudio de ortoimágenes y datos LIDAR en ArcGIS

La cartografía geomorfológica ha tenido como objetivo principal la identificación y representación de dolinas en la superficie del Macizo kárstico de Ardines, distinguiendo como formas del relieve el propio escarpe de la dolina y la presencia o no de rellenos kársticos en su interior. Para ello se han utilizado ortoimágenes aéreas y modelos digitales del terreno (MDT) con una resolución espacial de 2 m de máxima actualidad (2023), tomadas del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA) del IGN. Además, a través del MDT se generaron un modelo de sombras o *hillshade*, un modelo digital de pendientes (MDP) y un modelo de contornos (cotas de nivel) con un espaciado de cota de altitud de 10 m. El uso combinado de estos cinco elementos permitió la identificación y representación de las dolinas en superficie.

Al tratarse de un área cubierta por vegetación arbórea, era necesaria la observación de capas que proporcionaran información adicional, provenientes de archivos ya depurados que tomaran en consideración la altitud del suelo y no de elementos secundarios como la vegetación, edificios u otras estructuras. Uno de los más destacados ha sido el MDP, ya que la pendiente abrupta generada por los escarpes de las dolinas era fácilmente reconocible.

El análisis de subsidencia del terreno de la propiedad sobre la que se efectuaron los métodos de prospección geofísica se ha llevado a cabo a través de la comparativa entre ortoimágenes aéreas y mapas LIDAR de 1ª y 2ª Cobertura del PNOA, de los años 2011-2012 y 2020 respectivamente. Adicionalmente también se utilizaron las ortoimágenes aéreas de máxima actualidad previamente mencionadas y las fotografías aéreas de vuelo americano de 1956-1957 del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea Histórico (PNOA Histórico).

Un LiDAR (*Light Detection and Ranging*) es una tecnología de teledetección que utiliza pulsos de luz láser para medir distancias y generar datos geoespaciales. Estos datos LiDAR presentan un formato de nube de puntos con una determinada resolución espacial y que contienen valores de coordenadas XYZ, clasificación del terreno o superficie de contacto/medición (suelo, vegetación, edificios, etc.) e intensidad del retorno. En este caso, se han utilizado dos conjuntos de datos LiDAR en formato comprimido .laz, correspondientes a la zona de estudio (Ribadesella) entre los periodos de 2011-2012 y 2020, con una resolución espacial de 0,5 m y 1 m respectivamente.

El primer paso en el tratamiento de estos datos ha consistido en descomprimir y convertir el formato de estos archivos de .laz a .las para su lectura en *ArcMap*, para ello se ha empleado la herramienta de uso libre *LAStools* desarrollado por la empresa *rapidlasso GmbH*, previamente descargada e incorporada a la caja de herramientas o *ToolBox* de *ArcMap*. Posteriormente se agruparon los distintos cuadrantes de nube de puntos LiDAR correspondientes a los dos periodos temporales de estudio en una sola capa para facilitar su gestión y tratamiento. Una vez descomprimidos y agrupados los archivos .las se procedió a filtrar aquellos puntos con categoría “*ground*”, es decir, aquellos cuya medida se realizó sobre



la superficie del terreno. Tras ello, se procedió a convertir estos archivos .las a formato LASDatabase, el cual a su vez permite su conversión a un formato de mallado de datos capaz de generar un modelo digital de elevaciones del terreno o MDT, cuyo parámetro es la altitud. Esta operación de conversión llevó a cabo mediante los parámetros estándar preestablecidos por *ArcMap*, seleccionando el método “*binning*” consistente en la generación de celdas (“*bins*”) que reciben un valor de altura definido, en este caso “*average*” o de altura promedio entre los puntos pertenecientes a la celda, y aplicando un relleno de los huecos o espacios sin puntos de tipo “*linear*”.

Finalmente, tras la generación de los dos MDT se procedió a efectuar una resta matemática entre los valores de ambos .raster, que se traduce en la generación de un nuevo .raster cuyo parámetro es la diferencia de altitud entre el MDT de 2020 y el de MDT de 2011-2012, siendo los valores negativos un descenso en la altitud y los positivos un aumento de la misma. Estos valores del nuevo .raster fueron clasificados en varias categorías según su valor de subsidencia o descenso de altitud, mientras que los valores positivos o estáticos (sin variación) fueron agrupados en una misma categoría. Este mapa de subsidencia fue contrastado con las ortoimágenes correspondientes a los periodos temporales estudiados para interpretar y correlacionar las variaciones de altitud con los distintos elementos del terreno y determinar si las dolinas identificadas mostraban una subsidencia activa.

6. Resultados

En el siguiente apartado se exponen los resultados obtenidos en la elaboración de la cartografía geomorfológica de la superficie del Macizo kárstico de Ardines (Anexo I), el análisis de subsidencia del terreno de la finca donde se efectuó la adquisición de datos geofísicos y los modelos de resistividad eléctrica (Anexo II) y sísmica de refracción de velocidad de propagación de ondas P (Anexo III).

6.1. Cartografía geomorfológica y estudio de subsidencia del terreno

La cartografía geomorfológica de dolinas de la zona de estudio aparece representada en la Figura 19, junto a la ortoimagen aérea de máxima actualidad (2023) del PNOA y el modelo digital de pendientes (MDP) en escala de rojos y clasificado en intervalos de 10° de pendiente, generado en base al MDT de máxima actualidad (2023) del PNOA.

Se han cartografiado un total de 45 dolinas distribuidas a lo largo de la superficie del Macizo de Ardines, de las cuales ha sido delimitado su eskarpe y, de presentar y ser posible su identificación, su relleno kárstico. El área de las dolinas, calculada desde el trazado del eskarpe, toma valores mínimos de 288,4 m² hasta el máximo de 26523,88 m², con perímetros de 61,97 m y 626,51 m respectivamente. Se han distinguido tres familias de dolinas asimilables cualitativamente a las definidas en Jiménez-Sánchez et al. (2004), siendo estas una familia de dolinas subcirculares de menor diámetro, otra de dolinas elípticas de diámetros que superan los 100 m y una tercera de formas complejas asimilables a uvalas, dolinas



anidadas y compuestas. Estas formas exokársticas se encuentran más desarrolladas en la mitad oriental del macizo, tanto en tamaño como densidad aparente, en presencia de las tres familias de dolinas mencionadas. El sector occidental está poblado por la familia de dolinas subcirculares, de menor tamaño y más espaciadas entre ellas. Los valores de pendiente de sus escarpes son en la gran mayoría de los casos inferiores a los 50° , con intervalos generales de 20° - 40° de pendiente a excepción de los observados en la dolina compleja de gran tamaño situada en el extremo SE y una pequeña cavidad de paredes verticales próxima a esta en el límite oriental del Macizo de Ardines.

Se han observado dos dolinas en el interior de la finca donde se realizaron los estudios geofísicos, concretamente en el patio situado al N de la vivienda. La dolina ubicada al SO del patio y más próxima a la vivienda presenta una superficie de $342,34 \text{ m}^2$, un perímetro de $66,71 \text{ m}$ y un diámetro máximo de $21,48 \text{ m}$, mientras que la dolina situada al NE muestra un área de $539,06 \text{ m}^2$, un perímetro de $83,66 \text{ m}$ y un diámetro máximo de $28,81 \text{ m}$. En ambos casos, sus márgenes presentan pendientes irregulares de entre 10° - 30° de inclinación.

El mapa de subsidencia del terreno de la propiedad sujeta a estudio entre los periodos 2011/2012 - 2020 aparece representado en la Figura 20, junto a cuatro imágenes a detalle de la misma, correspondientes a las ortoimágenes aéreas de vuelo americano de 1956-1957 del PNOA Histórico, de los años 2011-2012 y 2020 del PNOA Anual y de máxima actualidad (2023) del PNOA.

Atendiendo a las ortoimágenes aéreas, se puede observar como ambas dolinas identificadas actualmente en la finca se encuentran presentes desde 1956-1957, por lo que su formación se debió de suceder como mínimo previa a ese periodo de tiempo. Entre los años 2011 y 2020 la propiedad fue aparentemente afectada por obras en las que se produjeron movimientos de tierra y retirada y construcción de pequeñas estructuras. Otros elementos destacables son el crecimiento y retirada de árboles a lo largo del perímetro de la finca, principalmente en sus márgenes E y N, en el interior de la dolina N.

En lo que respecta al mapa de subsidencia, se han registrado descensos máximos de cota de $-1,91 \text{ m}$ y elevaciones máximas de $1,04 \text{ m}$ a lo largo de este intervalo de 9 años, mostrando el área una variación general de $-0,1 \text{ m}$ a $-0,3 \text{ m}$. Se pueden observar tres superficies principales en las que se ha producido un descenso de altura significativo superior a los $-0,6 \text{ m}$ e incluso por encima de -1 m , encontrándose una de ellas en el margen N de la finca y las dos restantes en la traza S de las dolinas. En el caso de la dolina SO, se observa como su contorno presenta valores de variación de cota estáticos o de elevación, cuyo fondo muestra un descenso homogéneo de entre $-0,1 \text{ m}$ y $-0,2 \text{ m}$. Por otro lado, la dolina NE presenta valores estáticos o de elevación en su margen E, la ya mencionada superficie de descenso en su límite S y valores de descenso de cota distribuidos de manera heterogénea a lo largo de su superficie de entre $-0,1 \text{ m}$ a $-0,5 \text{ m}$.



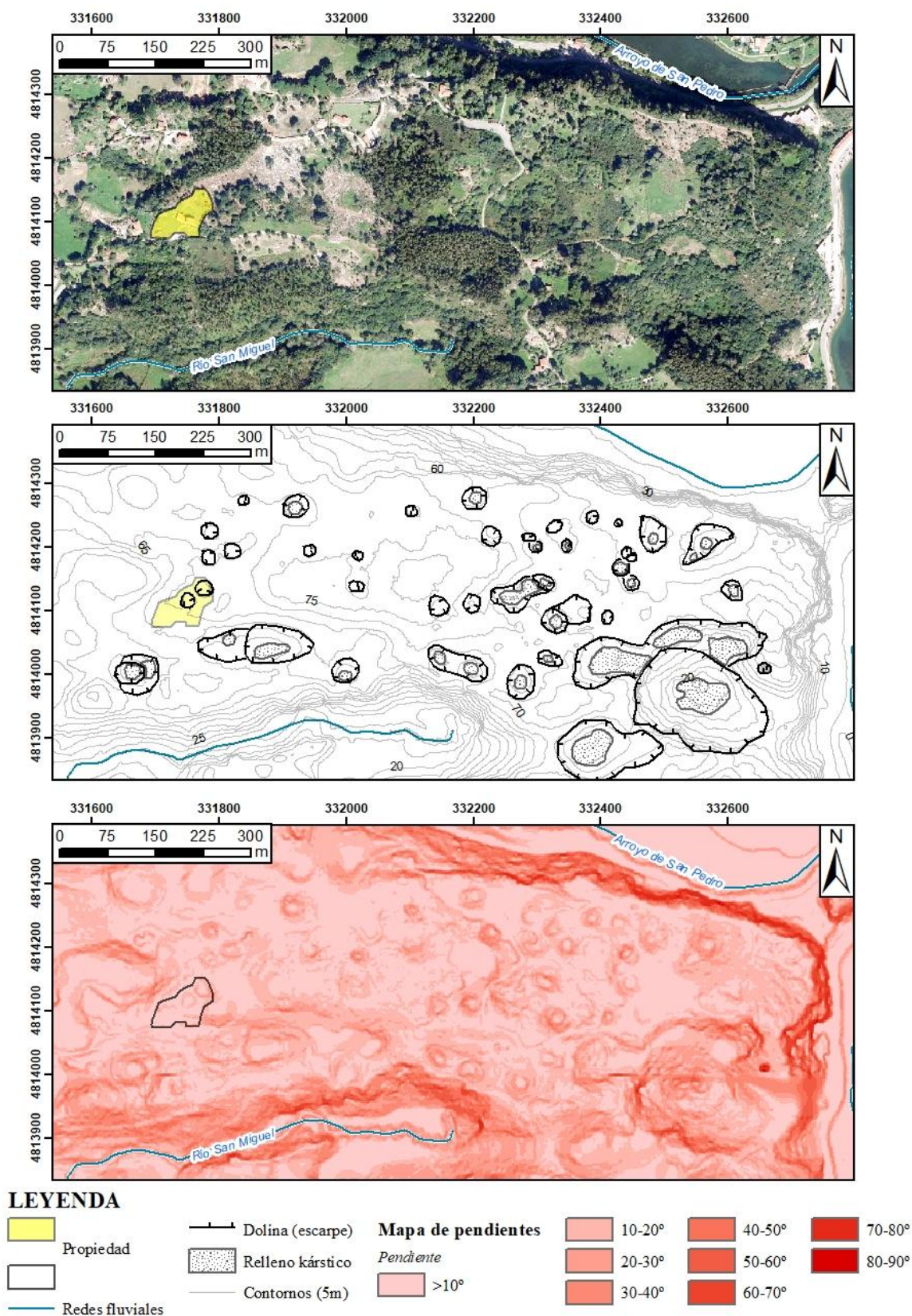


Figura 19: Cartografía geomorfológica de dolinas de la superficie del Macizo de Ardines (Ribadesella), junto a la ortoimagen de máxima actualidad (2023) del PNOA y el modelo digital de pendientes (MDP) en escala de rojos en intervalos de 10° de pendiente generados en base al MDT de máxima actualidad (2023) del PNOA. En los tres casos aparece representada la superficie de la propiedad donde se efectuaron los métodos de prospección geofísica.

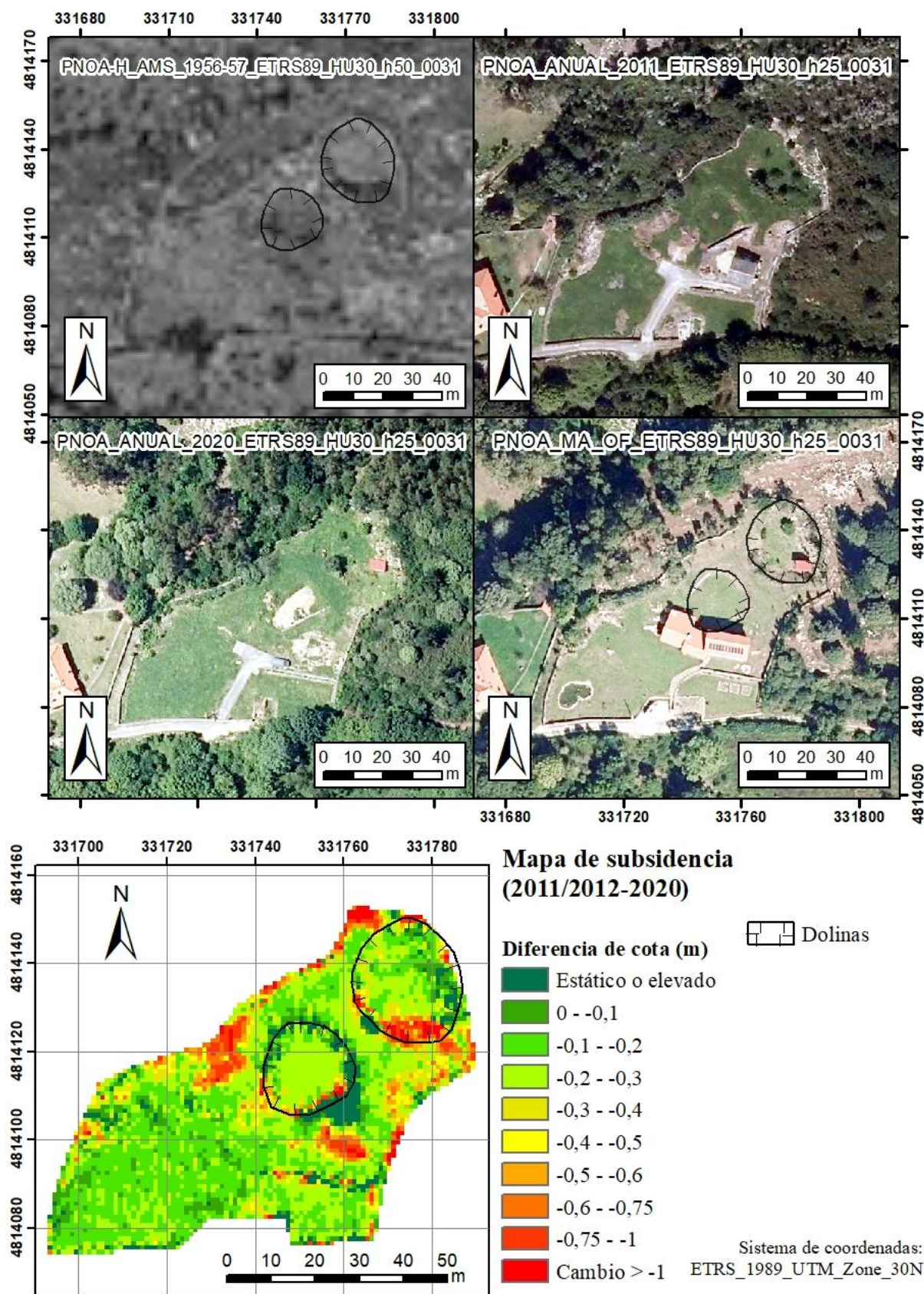


Figura 20: Ortoimágenes aéreas de vuelo americano de 1956-1957 (PNOA Histórico), 2011 y 2020 (PNOA Anual) y máxima actualidad (2023, PNOA) de lo finca sujeta a estudio junto al mapa de subsidencia del área entre los años 2011/2012 y 2020 en base a datos LiDAR del PNOA.

6.2. Perfil de resistividad eléctrica

En la Figura 21 aparece representado el perfil de tomografía de resistividad eléctrica proporcionado por la empresa *TerraDat Geophysics S.L.*, en el que aparecen resaltadas las anomalías de alta resistividad (superior a $10^5 \Omega \cdot m$) y baja resistividad (inferior a $100 \Omega \cdot m$) registradas e identificadas. Las anomalías de baja resistividad han recibido el nombre de I, II y III, mientras que la anomalía de alta resistividad ha sido denominada como IV.

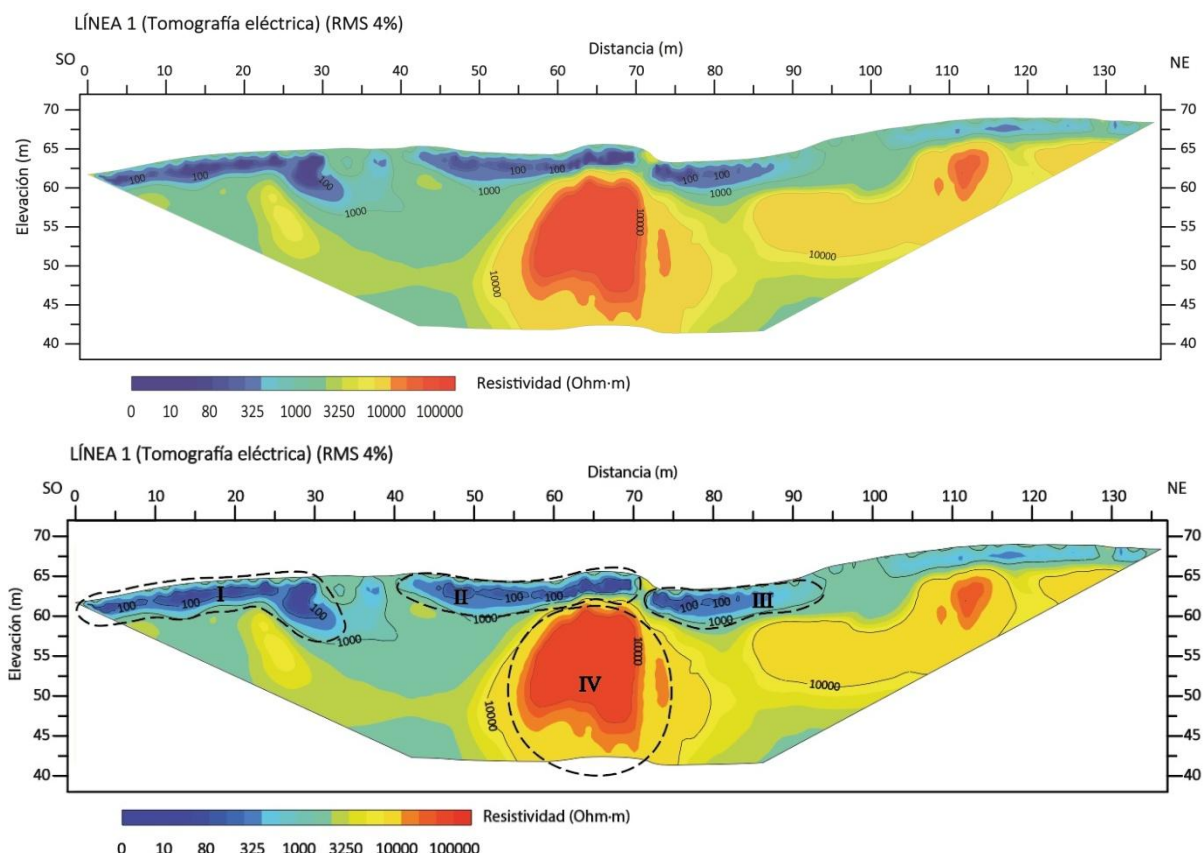


Figura 21: Perfil de tomografía de resistividad eléctrica de la zona de estudio proporcionado por la empresa *TerraDat Geophysics S.L.* En él han sido remarcadas las tres anomalías de resistividad eléctrica identificadas asociadas a valores registrados de baja resistividad eléctrica (I, II y III) y alta resistividad eléctrica (IV) con valores inferiores a $100 \Omega \cdot m$ y superiores a $10^5 \Omega \cdot m$ respectivamente.

El sector SO del perfil se encuentra dominado en profundidad por materiales con valores medidos de resistividad de entre 1.000 a $3.250 \Omega \cdot m$ sobre los que se sitúa la anomalía de baja resistividad I ($< 100 \Omega \cdot m$). El sector central por su parte está ocupado por la anomalía de alta resistividad IV ($> 10^5 \Omega \cdot m$) bajo las anomalías superficiales baja resistividad II y III, mientras que el sector NE se caracteriza por la presencia materiales de altos valores de resistividad medida de en torno $10^4 \Omega \cdot m$. En profundidad, los primeros metros del perfil están generalmente ocupados por las anomalías de baja resistividad eléctrica I, II y III en los sectores SE y central, mientras que el sector NE presenta resistividades medidas ligeramente más elevadas con intervalos de entre 1.000 a $3.250 \Omega \cdot m$.

Las anomalías de baja resistividad se distribuyen espacialmente de manera somera, en contacto con la superficie y mayormente paralela a esta, a lo largo de los segmentos SO y central del perfil con una morfología longitudinal. La anomalía I presenta una profundidad regular de 3 m, con un ensanchamiento en su extremo NE donde alcanza los 5 m, correspondiente a los 25 a 30 m del perfil, y cuya longitud total se extiende desde el inicio de la línea hasta 31,5 m. La anomalía II y III se encuentran ubicadas en la parte central del perfil, entre los 45 a 70 m y 72,5 a 90 m respectivamente. Al igual que la anomalía I, muestran profundidades regulares de 3 m, con ensanchamientos que en el caso de la anomalía II alcanzan los 5 m de profundidad en el 51 m del perfil y la anomalía III supera los 4 m de profundidad en el 80 m. La anomalía de alta resistividad se sitúa en el sector central del perfil con una morfología subcircular. En su punto más somero, esta anomalía se encuentra a 4 m de profundidad con respecto a la superficie, extendiéndose entre las cotas 62 y 47 m.s.n.m aproximadamente, con una altura de alrededor de 15 a 16 m. Longitudinalmente alcanza una extensión máxima superior a los 14 m de ancho entre los 56 a 70 m del perfil.

6.3. Perfil de sismica de refracción de velocidades de ondas P

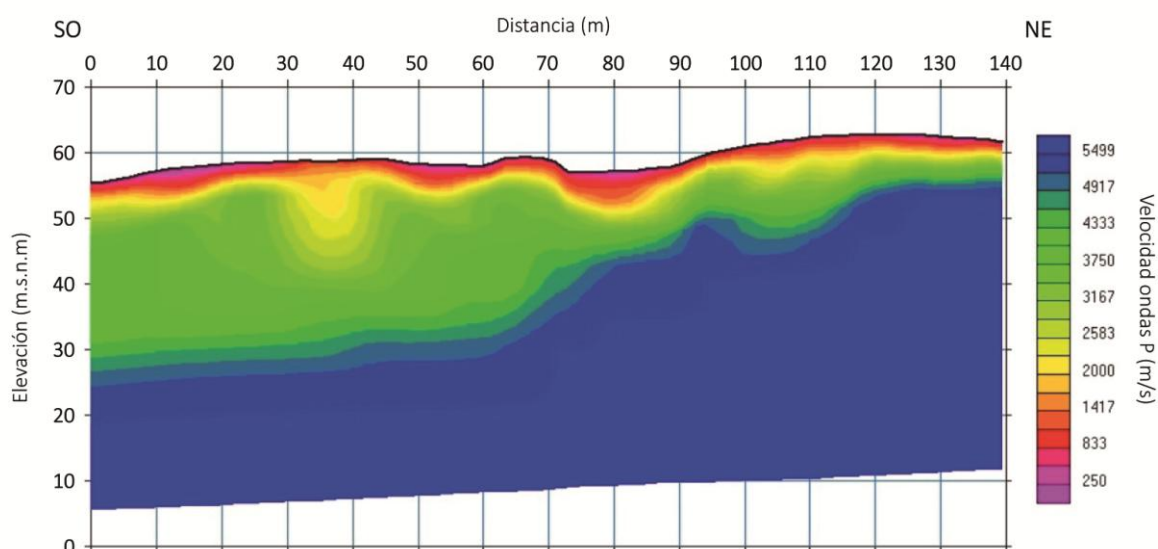
El modelo sísmico de refracción generado en *Plotrefa* aparece representado en la Figura 22. Este se ha realizado bajo los parámetros de generación de modelo inicial con valores de velocidad máxima de 5.500 m/ y velocidad mínima de 250 m/s, al cual se ha aplicado una inversión de 15 iteraciones con un suavizado de 0,5 dando como resultado un modelo con un RMS de 3,589.

Atendiendo al modelo, se observan como los primeros metros en profundidad del perfil se encuentran caracterizados por materiales con velocidades que abarcan desde menos de 250 m/s en superficie hasta los 1.500 m/s, alrededor de los 3 m de profundidad bajo la superficie. La sección superficial del perfil muestra tres segmentos, a los que se ha denominado I', II' y III', en los que se registra un ensanchamiento de morfología convexa en profundidad de las bandas correspondientes a velocidades inferiores a 500 m/s, en las longitudinales del perfil de 10 a 20 m, 50 a 60 m y 70 a 90 m. Estos ensanchamientos de baja velocidad alcanzan profundidades bajo la superficie de 1,60 m en I', 1 m en II' y 1,40 m en III', para una profundidad total hasta alcanzar la banda de 1.500 m/s de 3,80 m, 3,40 m y 4,60 m respectivamente. Por otro lado, en los segmentos IV' y V' las bandas cercanas a 1.500 m/s se encuentran muy someras o directamente en contacto con la superficie.

En profundidad, el perfil se puede dividir en dos sectores, SO y NE, cuya separación se encuentra aproximadamente en el punto medio del perfil (70 m). El primero de ellos se encuentra dominado por materiales que abarcan velocidades registradas desde 1.500 m/s a 4.000 m/s entre las cotas 58 y 47 m.s.n.m a partir de los 3-4 m de profundidad sobre la superficie. El aumento de velocidad se produce rápidamente entre las cotas 58 y 55 m.s.n.m hasta alcanzar velocidades de 3.000 m/s, atenuándose este aumento al descender de profundidad.



LÍNEA 2 (Sísmica de refracción) (RMS 3,589%)



LÍNEA 2 (Sísmica de refracción) (RMS 3,589%)

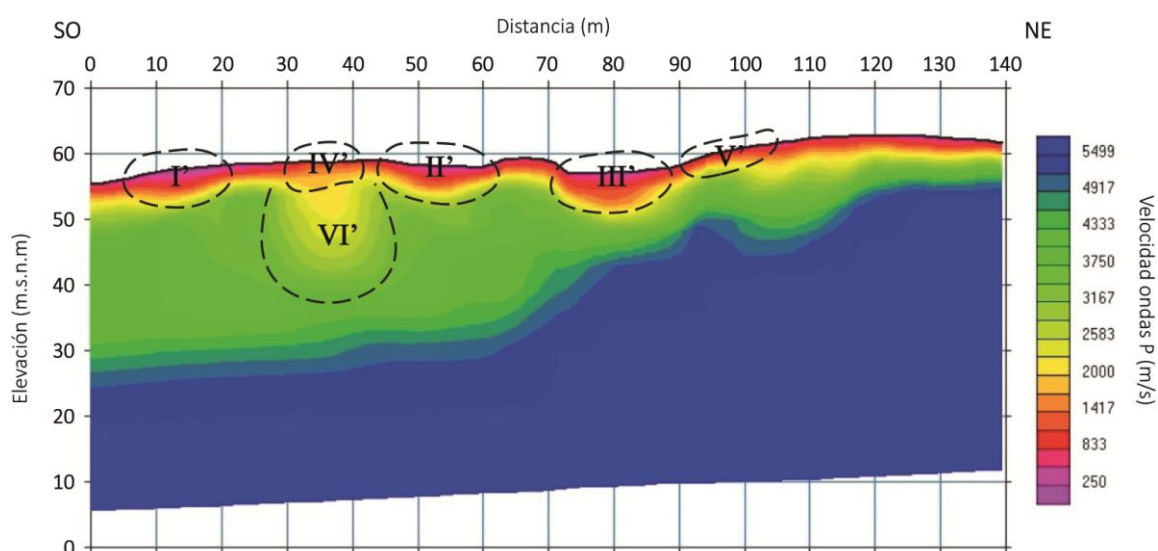


Figura 22: Modelo de sísmica de refracción de velocidad de propagación de ondas P realizado en Plotrefa versión 2.9.1.6. Se han remarcado las zonaciones en las que se producen variaciones o presentan valores destacables dentro del perfil. Estos zonaciones se corresponden a los ensanchamientos superficiales de bandas de muy baja velocidad (<500 m/s) I', II' y III', los segmentos superficiales con valores de velocidad intermedios (~1500 m/s) IV' y V' y finalmente la zona de aumento de velocidad progresivo VI'.

En este sector aparece una zonación en forma de cuenco denominada como VI', en la que el aumento en la velocidad de propagación registrado es más progresivo y regular entre las bandas de velocidad de 1.500 m/s y 4.000 m/s, en la que la velocidad aumenta del orden de 500 m/s cada 1 m. Esta zonación se sitúa entre las cotas 60 y 45 m.s.n.m en los 28 y 45 m del perfil. Por otro lado, el sector NE se caracteriza por alcanzar altas velocidades de propagación a profundidades relativamente someras y de manera más progresiva en comparación con el sector SO, superando los 5.000 m/s a profundidades de entorno 12 m bajo la superficie en la mayor parte del sector y de 6 m en su extremo nororiental.

7. Interpretación y discusión de resultados

La cartografía geomorfológica de dolinas de la superficie del macizo y la información obtenida mediante la consulta bibliográfica revelan un amplio desarrollo de formas kársticas en el Macizo de Ardines, tanto en su superficie como en el interior del mismo.

Atendiendo a las características de las dolinas cartografiadas, se puede afirmar que se tratan en su mayoría de dolinas de disolución de morfología en artesa de fondo plano (Sweeting, 1972; Cvijic, 1983), con valores generales de inclinación de sus pendientes de entre 20-40° y una relación espacial en la que el diámetro del fondo es superior al de la longitud de la pendiente. No obstante, existen dos dolinas que podrían clasificarse una de ellas como una dolina compleja de gran tamaño, presentando distintas morfologías y mecanismos de desarrollo, y una dolina de pequeño diámetro, presumiblemente de colapso, dada la gran verticalidad de sus paredes, o como un sumidero. Ambas se encuentran ubicadas en el extremo SE de la superficie del macizo.

El exokarst del macizo se encuentra desarrollado en los carbonatos de la Fm. Calizas de la Escalada (Van Ginkle, 1965; Navarro y Leyva, 1986). La captación de aguas superficiales a través de fracturas y sumideros en las rocas aflorantes (Hoyos *et al.*, 1996; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002 y 2004) provoca la disolución gradual de las calizas y el desarrollo de las dolinas de disolución. Se han identificado cualitativamente tres familias de dolinas en referencia al estudio de Jiménez-Sánchez *et al.* (2004); una primera familia de dolinas subcirculares de varias decenas de diámetro distribuidas a lo largo de toda la superficie del macizo, una segunda familia de dolinas elipsoidales de diámetros que pueden alcanzar varios centenares de metros y una tercera familia de dolinas complejas de morfología y tamaño variable, asimilables a uvalas, dolinas anidadas, compuestas y coalescentes. Estas dos últimas familias se distribuyen principalmente en el sector oriental de la superficie del macizo, donde la densidad y tamaño aparente, al igual que la complejidad y desarrollo de sus formas, es notablemente mayor. El sector occidental por su parte está dominado por la primera familia de dolinas descrita, con una menor complejidad, dimensiones y densidad aparente.

En la finca sujeta a estudio se han identificado a través de la elaboración de la cartografía geomorfológica y las observaciones realizadas durante la adquisición de datos geofísicos en campo dos dolinas situadas en el patio N de la vivienda (Figura 23). Dadas sus dimensiones y forma, estas dolinas han sido clasificadas dentro de la primera familia descrita de dolinas (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2004). Las dolinas se hallan bordeadas por afloramientos de roca caliza fracturada y meteorizada, formando un relieve o resalte superior al metro con respecto al fondo plano, con una inclinación de pendiente variable de alrededor de 20°. El fondo de las dolinas se encuentra cubierto en superficie por una cobertera vegetal y materiales limo-arcillosos, al igual que el patio S de la vivienda, mientras que más allá de la propiedad en dirección NE se encuentra un claro donde afloran incipientemente las calizas con cierto grado de fracturación y meteorización. Un elemento destacable de la zona es la presencia aparente de una cavidad que se prolonga en profundidad (Figura 23), en uno de los afloramientos de



roca caliza en el resalte del relieve que separa ambas dolinas, identificado y descrito con ayuda del propietario de la vivienda.



Figura 23: Mapa de situación de las dolinas y la cavidad identificadas en la superficie de la finca junto a dos imágenes a detalle de la cavidad aflorante en el margen S de la dolina N. Se trata de una cavidad de pequeño tamaño que conecta con el exterior a través de un afloramiento de roca caliza en el margen de dolina. Según atestigua el propietario de finca, se presume que esta se prolonga hacia el interior.

Considerando los resultados obtenidos tras la generación y análisis de los modelos geofísicos de resistividad eléctrica y de sísmica de refracción de velocidad de ondas P se han planteado las siguientes aseveraciones:

- (1) Las anomalías de baja resistividad eléctrica ($<100 \Omega \cdot m$) I, II y III (Fig. 21) y las zonas de baja velocidad de ondas P ($<500 \text{ m/s}$) I', II' y III' (Fig. 22) han sido correlacionadas entre ellas (Figura 24) y caracterizadas como rellenos de carácter natural y antrópico de composición limo-arcillo, asociadas a las dolinas identificadas en la superficie de la finca (II-II' y III-III') y a depresiones rellenas y cubiertas durante las labores constructivas de la finca (I-I') (Fig. 20).
- (2) Las zonas superficiales de velocidades de ondas P de en torno a 1500 m/s IV' y V' se corresponden con los márgenes de roca caliza aflorante de las dolinas (Figura 25), y se relacionan con los segmentos de aumento de resistividad en los márgenes longitudinales de las anomalías de baja resistividad II y III (Figura 24).
- (3) La zona de velocidad de ondas P de menor valor local y aumento gradual VI' (Fig. 22), y el sector SO del perfil en términos generales, se corresponde con una zona de mayor grado de alteración de la roca caliza a comparación del sector NE, donde el macizo rocoso se ha caracterizado como inalterado (Figura 26).
- (4) La anomalía de alta resistividad eléctrica IV (Fig. 21) se corresponde con una cavidad de origen kárstico cuyo interior se encuentra relleno de aire (Fig. 23).

Atendiendo a los perfiles combinados de la Figura 24, se puede observar cómo las anomalías de baja resistividad ($100 \Omega \cdot m$) I, II y III, como la de las zonas de baja velocidad de propagación de ondas P (<500 m/s) I', II' y III', se ajustan espacial y geoméricamente. Concretamente, esto sucede con los pares I-I', II-II' y III-III'. De igual forma, también se puede establecer una correlación espacial entre las zonas superficiales de velocidad superior a 1.500 m/s IV' y V' y los segmentos de resistividades eléctricas de entre 1.000 a $3.250 \Omega \cdot m$ que separan las anomalías II y III. Estas zonas IV' y V' y los segmentos que separan las anomalías de baja resistividad ($<100 \Omega \cdot m$) I, II y III, se corresponden espacialmente y en superficie con los afloramientos calcáreos presentes a lo largo de la sección longitudinal del perfil (Figura 25A), y que aparecen en los márgenes de las dolinas identificadas en el patio N de la finca (Figura 25B). Por otro lado, las anomalías II y III, junto a las zonas II' y III', coinciden espacialmente con los fondos planos de estas dolinas, entre los 50 y 60 m (II y II', dolina SO) y 70 y 90 m (III y III', dolina NE) de la sección longitudinal del perfil (Fig. 24 y 25B).

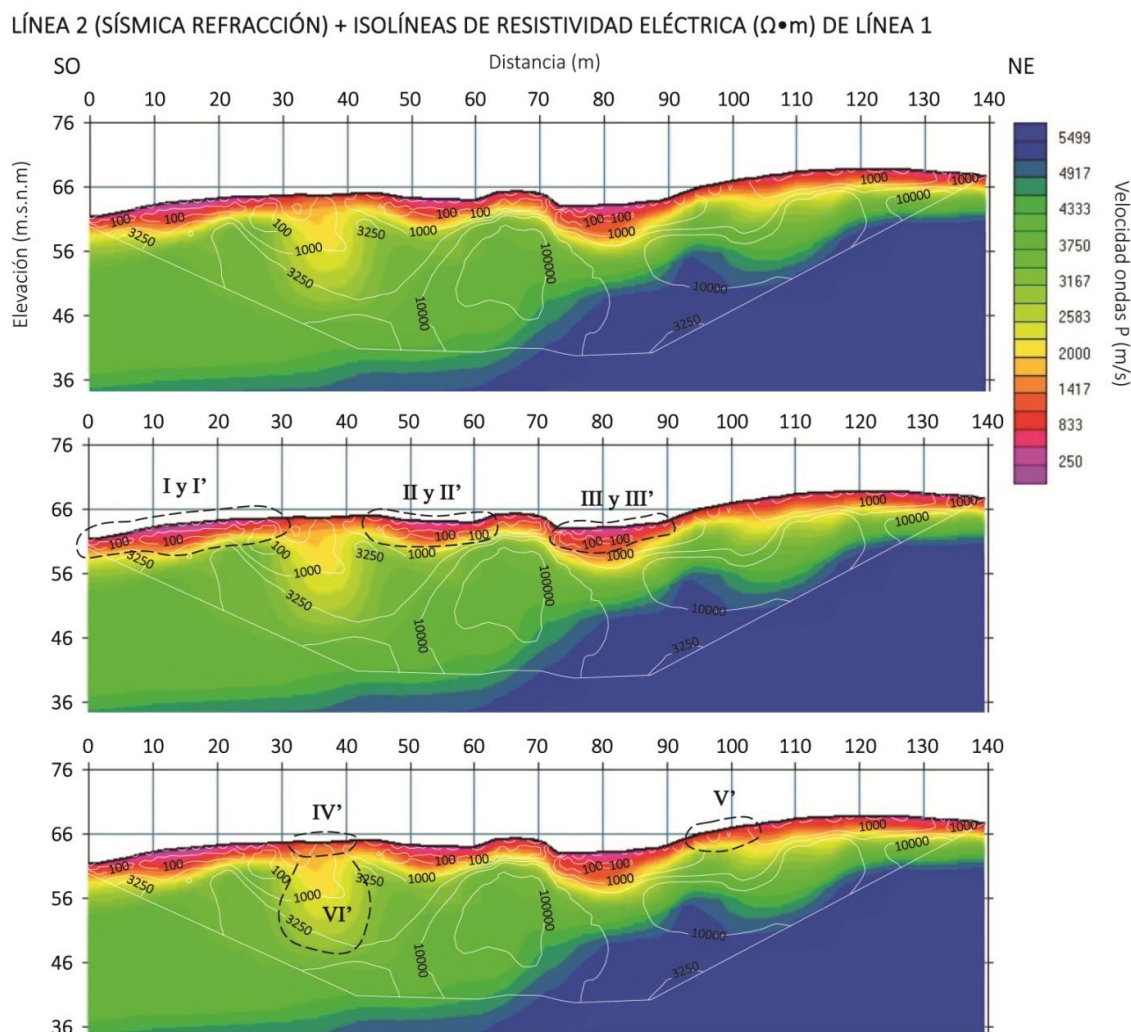


Figura 24: Modelo de velocidad de propagación de ondas P de sísmica de refracción e isólinas solapadas del modelo de resistividad eléctrica en el que aparecen correlacionadas las anomalías de baja resistividad eléctrica I, II y III y las zonas de baja velocidad de ondas P I', II', III' y las zonas IV', V' y VI'.

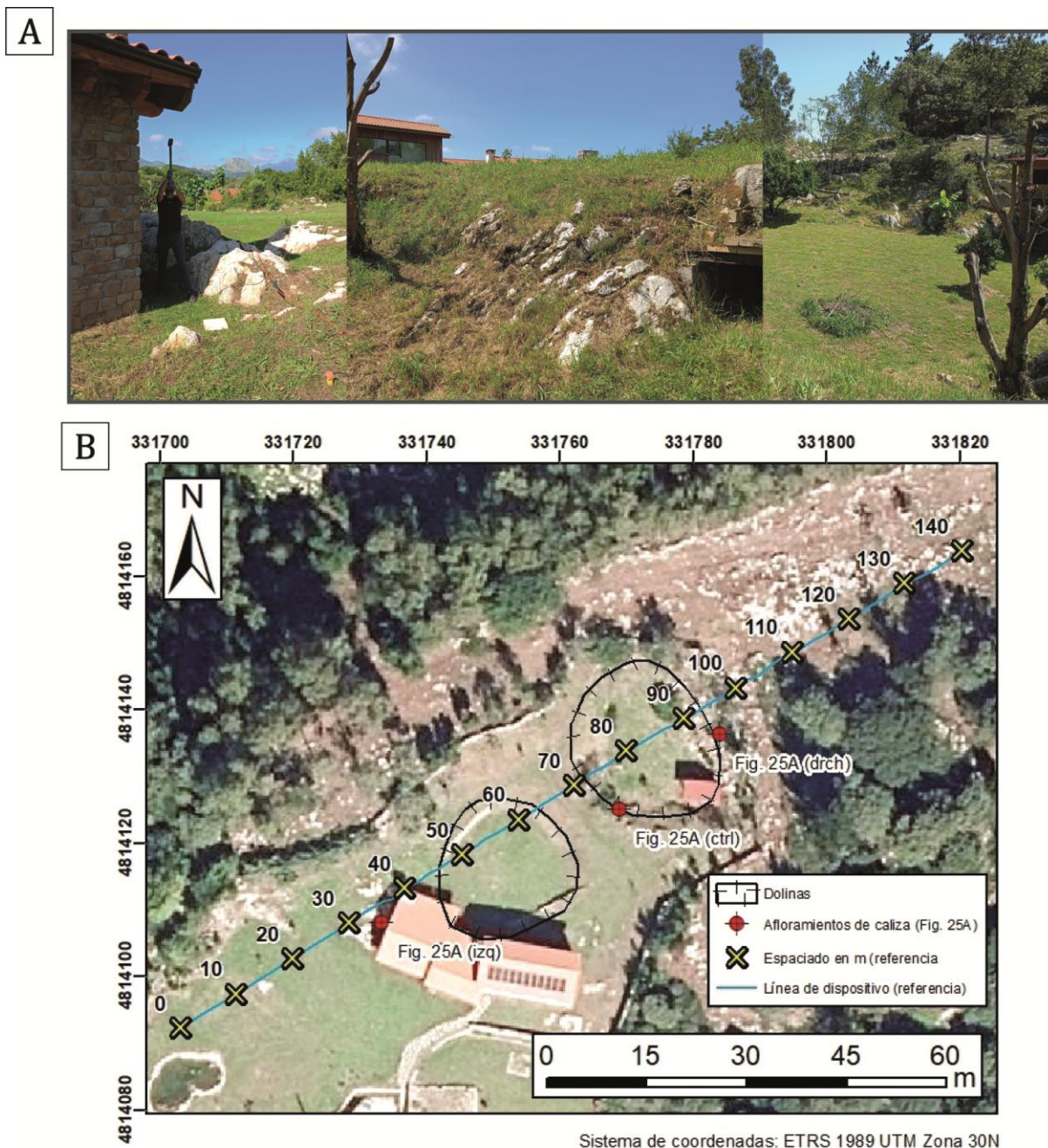


Figura 25: **A)** *Izquierda.* Afloramiento de roca caliza en el margen E de la vivienda relacionado al zonado de velocidad IV'. *Central.* Detalle de la roca caliza constituyente del escarpe S de la dolina N. *Derecha.* Panorámica de los afloramientos de caliza en la pendiente NE de la dolina N atribuidas al zonado de velocidad V'. **B)** Mapa de situación de las fotografías dentro de finca junto a la ubicación de las dolinas y la línea del dispositivo con un espaciado de 10 m para su referencia y correlación con los perfiles geofísicos.

Estos bajos valores tanto de resistividad eléctrica ($<100 \Omega \cdot m$) como de velocidad en ondas P ($<500 \text{ m/s}$) de las anomalías I, II y III y las zonas I', II' y III' respectivamente, se han interpretado y asociado a la presencia de materiales limo-arcillosos. Sus propiedades como materiales conductores (con baja resistividad eléctrica) son fruto de su alta capacidad de retención de agua, composición mineralógica y propiedades químicas (Lowrie y Fichtner, 1997) y presentan bajos valores de propagación de ondas P debido a su bajo grado de compresibilidad (Lay y Wallace, 1995; Schön, 2015). La geometría de estas anomalías, pero

especialmente la de las bandas de baja velocidad de las zonas I', II' y III' (Fig. 22), presentan una base arqueada y convexa, asimilable a una depresión, con una geometría general en forma de cuenco. Considerando tanto la distribución espacial, como la morfología y caracterización de sus rellenos, las anomalías de baja resistividad ($<100 \Omega \cdot m$) II y III y zonas de baja velocidad de propagación de ondas P ($<500 \text{ m/s}$) II' y III' se interpretan como los rellenos de la dolina SO (II y II') y de la dolina NE (III y III'). Estos rellenos son tanto de origen natural como antrópico, incorporado en este último caso durante las labores de construcción llevadas a cabo en la finca durante los últimos años (Fig. 20). En lo que respecta al par I-I', se ha interpretado como un relleno de origen antrópico de una zona deprimida del patio S de la finca, asimilable a una posible tercera dolina, que habría quedado cubierta durante las diferentes labores de construcción de la finca (Fig. 20), lo que explicaría la ausencia de relieves identificables en superficie.

Los valores superficiales registrados tanto de velocidad de ondas P en las zonas IV' y V', como de resistividad en los márgenes laterales de las anomalías de resistividad eléctrica II y III, son equiparables a los valores de velocidad de 1.500 a 3.500 m/s y resistividad de 100 a 1.000 $\Omega \cdot m$ para rocas carbonatadas alteradas y/o porosas descritos por Espinosa y Carrillo (2002) y Schön (2015). En superficie, estas anomalías y zonaciones coinciden posicionalmente con los afloramientos de caliza atravesados por las líneas tanto sísmica como eléctrica (Figura 25B) correspondientes a las elevaciones de los márgenes de las dolinas del patio N de la finca. Por tanto, la interpretación del segmento superficial suroccidental-central de ambos modelos geofísicos se correspondería con la presencia de dos dolinas en el patio N de la finca, la primera dolina al SO y una segunda dolina al NE, con una depresión o posible tercera dolina cubierta por rellenos antrópicos en patio S de la finca, en el extremo SO del perfil. Ambas dolinas del patio N (II y II' para la dolina SO y III y III' para la dolina NO) se corresponderían con dolinas de disolución en forma de artesa con fondo plano, ocupado por un relleno limo-arcilloso natural y antrópico, incorporado durante las labores constructivas de la finca. Estas dolinas se encuentran bordeadas por resaltes y/o escarpes de roca caliza aflorante y alterada de la Fm. Calizas de la Escalada (IV' para el margen SO de la dolina SO y V' para el margen NE de la dolina NE) (Fig. 25A y 25B).

Tanto las observaciones realizadas durante las labores de adquisición de datos geofísicos en campo (Figura 26), como las llevadas a cabo mediante las ortoimágenes, reflejan como en el claro situado en el extremo NO del perfil y de la finca las calizas afloran abundantemente en superficie. La situación espacial del macizo calcáreo aflorante indica, por un lado, la distribución somera de valores altos tanto de resistividad eléctrica como de velocidad de ondas P, superando a una profundidad de 4 m los $10^4 \Omega \cdot m$, y alcanzando los 5.000 m/s en los primeros 6 m de profundidad bajo la superficie del 120 m del perfil. Por el otro lado, la proximidad del sustrato rocoso a la superficie puede ser indicativa de la presencia del macizo calcáreo "sano" infrayacente. Esto se ve reflejado en los altos valores tanto de velocidad como de resistividad, a los cuales se les adjudican valores entre 3.500 a 6.000 m/s y $>2 \cdot 10^4 \Omega \cdot m$ para rocas calizas con muy bajo grado de meteorización, fracturación y/o porosidad en estado



seco (Alonso y Suárez, 1985; Espinosa y Suárez, 2002; Schön, 2015). El perfil geológico de este sector NO constaría de unos primeros metros conformados por roca caliza con cierto grado de alteración que, al alcanzar una profundidad de alrededor de 4-6 m pasaría a encontrarse en buen estado en lo que se correspondería con el macizo rocoso inalterado.



Figura 26: Panorámica del claro situado en el extremo NO del perfil y de la finca. En esta ubicación la Fm. Calizas de la Escalada aflora extensamente, mostrando en superficie cierto grado de fracturación y meteorización.

Al alcanzar los 4 m de profundidad en el sector SE del perfil se produce un incremento gradual de la velocidad de propagación de ondas P, más atenuados que en el sector NO, entre las cotas 58 y 47 m.s.n.m, donde se alcanzan los 4.000 m/s en un intervalo de alrededor de 10 m de profundidad, mientras que las resistividades eléctricas se sitúan en un intervalo general de 1.000 a 5.000 $\Omega \cdot m$ (Fig. 24). Considerando estos valores de velocidad y resistividad, es posible afirmar que el macizo calcáreo bajo la superficie del sector SO presenta un mayor grado de alteración que en el sector NE. Adicionalmente, es posible que estas calizas presenten cierto grado de humedad al ser registrados valores de resistividad de entre 3.500 y 5.000 $\Omega \cdot m$ (Espinosa y Suárez, 2002) y velocidades en el intervalo de 2.500 a 4.500 m/s (Schön, 2015), en ambos casos para rocas calcáreas con grados de alteración y porosidades intermedios. Por su parte, la zona de velocidad creciente en forma de “U” denominada como VI’ (Fig. 24), situada entre las cotas 60 y 45 m.s.n.m y los 28 a 45 m del perfil, se ha interpretado en relación al afloramiento de caliza correspondiente a la zona de velocidad IV’ (borde SE de la dolina S) situada en el margen E de la vivienda (Fig. 25A). Al tratarse de un afloramiento de roca alterada, esta podría permitir un mayor grado de infiltración superficial

de agua en comparación con los materiales de relleno y cobertera limo-arcillosa, provocando una mayor alteración en los primeros metros en profundidad de la caliza y un aumento en el grado de humedad, reflejado en los bajos valores de resistividad eléctrica en VI' de entre 100 y 1.000 $\Omega \cdot m$. Otra posible explicación recae en la presencia tan próxima a la vivienda y la presumible existencia de estructuras o elementos soterrados con capacidad de conducir la electricidad, como lo puede ser una red de tuberías.

Finalmente, en lo que atañe a la interpretación de las distintas anomalías de resistividad eléctrica y zonaciones de velocidades, se concluye con la interpretación de la anomalía de alta resistividad ($>10^5 \Omega \cdot m$) denominada IV (Fig. 21) como una cavidad kárstica ocupada por aire. El aire se trata de un aislante eléctrico, por lo que presenta muy altos valores de resistividad eléctrica (Mikhail, 2001; Schön 2015) superiores a los atribuibles a secciones de roca muy compacta o inalterada. Esta interpretación queda reforzada considerando, como ya se ha mencionado en apartados anteriores, la amplia presencia y desarrollo de formas endokársticas en el Macizo de Ardines (Hoyos *et al.*, 1996; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2002 y 2004). En última instancia, la ubicación de la cavidad (Fig. 23), que el propietario de la finca indica se extiende en profundidad, se encuentra aproximada en la misma posición longitudinal del perfil bajo la que se ha descrito esta anomalía de alta resistividad IV.

Un factor a tomar en futura consideración es la ubicación de esta cavidad kárstica con respecto a las dolinas en el patio N de la finca. En la zona se han identificado la presencia de dolinas complejas, morfologías que atestiguan el desarrollo de dolinas anidadas, compuestas y coalescentes, por lo que el futuro desarrollo de esta cavidad podría desembocar en la formación de uno de estos elementos exokársticos.

Atendido al mapa de la Figura 27, se puede afirmar que los resultados obtenidos mediante el estudio de subsidencia de la finca, a través del procesado de datos LiDAR, no son concluyentes. Esto se debe a que la totalidad de las zonas calculadas con una subsidencia del terreno con valores significativos superiores a -0,6 m, además de aquellas en las que se produce una elevación del mismo, se corresponden con la construcción o remoción de estructuras antrópicas o de la vegetación (árboles). Esto es debido a una clasificación errónea de partida de los datos LiDAR de los años 2011-2012 y 2020 del PNOA Anual, ya que todos los puntos de la nube comprendidos en el recinto de la finca estaban clasificados con categoría *ground*, en lugar de ser clasificados como edificios o vegetación. Los valores menores de subsidencia y elevación, especialmente en el patio S y el fondo de la dolina SE del patio N, podrían ser atribuidos a los movimientos y rellenos de materiales de origen antrópico durante las labores de construcción.



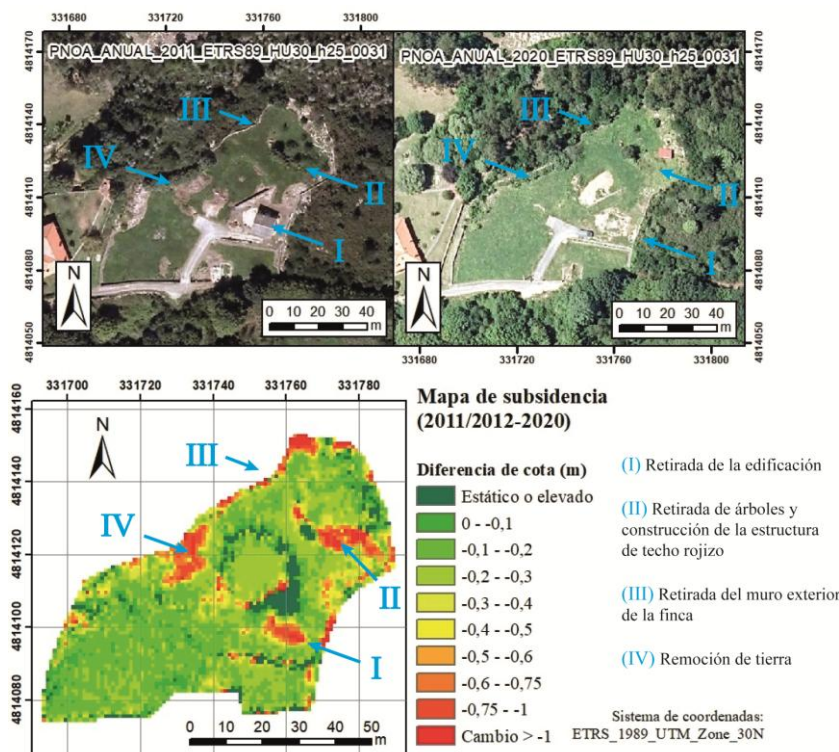


Figura 27: Comparativa entre las ortoimágenes aéreas del PNOA Anual de 2011 y 2020 frente al estudio de subsidencia realizado en la superficie de la finca sujeta a estudio durante dicho periodo temporal.

La gran mayoría de las dolinas actuales de la superficie del Macizo kárstico de Ardines son observables en las fotografías aéreas de vuelo americano de los años 1956-1957 (PNOA Histórico), y por ende queda reflejado un desarrollo exokárstico del macizo atenuado en las últimas décadas. No obstante, no sería desestimable la aplicación de otras metodologías para estudiar la subsidencia de este sector, especialmente considerando ejemplos como la finca sujeta a estudio, edificada próxima a varias dolinas de disolución cuya actividad podría afectar tanto a sus residentes como sus bienes materiales y propiedades. Algunas alternativas serían la instalación de sistemas de seguimiento estáticos o sistemas PCR (*passive corner reflector*) y ACR (*active corner reflector*), sistemas de recepción y envío de rayos infrarrojos para el análisis de subsidencia o elevación del terreno a través de tecnología y sistemas de interferometría de radar de apertura sintética (InSAR), especialmente útiles en zonas con vegetación frondosa o bosques. Otra opción podría ser la implementación de fotogrametría aérea con drones (*UAV Photogrammetry*), la cual utiliza imágenes superpuestas de alta resolución capturadas por los drones para generar modelos 3D y posteriormente modelos digitales de elevaciones (MDE), para monitorear y detectar cambios topográficos a lo largo del tiempo, o la instalación de sensores LiDAR en drones (*UAV LiDAR Mapping*).

La interpretación geológica del perfil de la finca realizada en base a los modelos de resistividad eléctrica y velocidad de propagación de ondas P de sísmica de refracción y la consulta bibliográfica aparece representada en la Figura 28. Se han diferenciado dos formaciones; materiales de cobertera limo-arcillosos y los carbonatos de la Fm. Caliza de la Escalada. Esta última formación a su vez ha sido subdividida en tres subclases en función de

su grado de alteración, en relación a sus parámetros geofísicos de resistividad eléctrica y velocidad de propagación de ondas P:

Rellenos naturales y antrópicos ($<100 \Omega \cdot m$ / <1.000 m/s): Materiales de relleno de composición limo-arcillosa. Alcanzan profundidades máximas de alrededor de 4 m en el sector SE, con engrosamientos asociados a los rellenos de fondo de las dolinas. En el sector NO se interpretan como materiales de composición y propiedades asimilables a los rellenos y que conforman una fina cobertera.

Fm. Calizas de la Escalada – Muy alterada (100 a $1.000 \Omega \cdot m$ / 1.000 a 2.500 m/s): Capa con espesor regular de en torno a 2 m, con un engrosamiento entre los 30 a 40 m del perfil. Rocas con un alto grado de meteorización y fracturación que aflora en los márgenes de las dolinas y el sector NO del perfil.

Fm. Calizas de la Escalada – Alteración intermedia (1.000 a $10^4 \Omega \cdot m$ / 2.500 a 4.500 m/s): El sector SE demuestra un mayor grado de alteración del sustrato rocoso en profundidad que el NO.

Fm. Calizas de la Escalada – Inalterada (3.250 a $>10^4 \Omega \cdot m$ / >4500 m/s): Predominante en el sector NO, alcanzando cotas someras de 56 a 60 m.s.n.m.

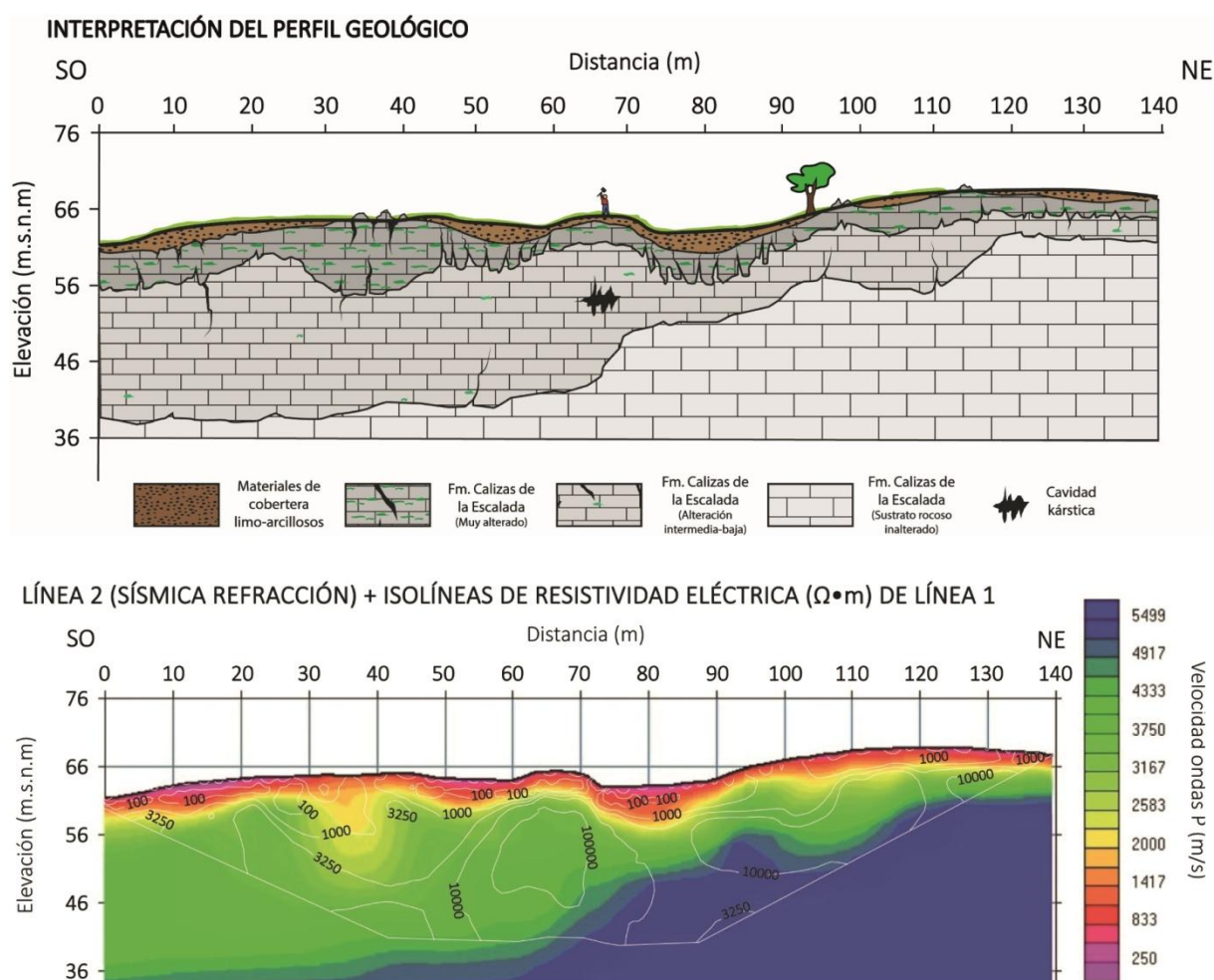


Figura 28: Perfil de interpretación geológica realizado en base a la información obtenida mediante la consulta bibliográfica y los modelos geofísicos realizados, que aparecen de manera conjunta bajo el perfil para facilitar su correlación.

8. Conclusiones

El Trabajo de Fin de Máster expuesto en esta memoria ha versado sobre la caracterización geológica y geofísica, mediante la aplicación de los métodos de sismica de refracción de ondas P y tomografía de resistividad eléctrica, del entorno de una finca privada situada en el Macizo kárstico de Ardines (Ribadesella, Asturias), junto al análisis complementario de la geomorfología de la superficie de este relieve mediante el uso de herramientas SIG. Los principales resultados e interpretaciones obtenidas han sido:

- La caracterización geológica y geofísica de los materiales de relleno natural y antrópico y de las calizas de la Formación Escalada, que constituyen el sustrato de la finca. Esta caracterización se ha llevado a cabo mediante el análisis e interpretación de los modelos de velocidad de propagación de ondas P y de resistividad eléctrica generados a partir de los métodos de sismica de refracción y de tomografía eléctrica respectivamente. La distribución y zonación de los valores de estos parámetros en sus correspondientes modelos, ha permitido determinar la presencia de estos materiales y, en el caso de la formación calcárea, definir zonas de alteración de entre los que se destaca la zona de alteración interpretada de la zona de velocidad de propagación de ondas P denominada VI', ubicada en el patio S de la finca.

- Se han identificado varias formas exokársticas; dos dolinas de disolución de morfología en artesa de fondo plano en el patio N de la finca y una posible depresión o dolina cubierta por rellenos antrópicos en el patio S. Esta identificación se ha realizado a través de la interpretación y correlación de anomalías de baja resistividad eléctrica ($<100 \Omega \cdot m$) y zonaciones de baja velocidad de propagación de ondas P ($<500 \text{ m/s}$), con geometrías en cuenco, en sus respectivos modelos geofísicos. Estas han sido relacionadas geológica y geomorfológicamente con los depósitos de relleno detríticos limo-arcillosos comunes en las dolinas de disolución y de naturaleza antrópica efectuados durante las labores de construcción de la finca. En lo que respecta a las formas endokársticas, se ha caracterizado una cavidad de origen kárstico ocupada por aire, interpretada de la anomalía de alta resistividad eléctrica ($>10^5 \Omega \cdot m$) IV, bajo los 60 y 70 m del perfil en el sustrato del patio N de la finca. Adicionalmente, esta interpretación de datos geofísicos ha sido complementada con el uso de herramientas SIG, la interpretación de ortoimágenes aéreas de máxima actualidad del PNOA y generación de modelos digitales de pendiente y sombras a partir de modelos digitales del terreno.

- Finalmente, se han identificado numerosas formas exokársticas clasificadas en varias familias de dolinas según criterios morfológicos y genéticos, representadas en una cartografía geomorfológica de la superficie del macizo, a través del uso de ortoimágenes aéreas de máxima actualidad y modelos digitales del terreno del PNOA a partir de los cuales se han generado diferentes modelos digitales (MDT y *hillshade*). El análisis de subsidencia del terreno de la finca en base al tratamiento de datos LiDAR se ha determinado como inconcluso, tras identificar ulteriormente una clasificación incorrecta de partida de la nube de puntos de los datos LiDAR, que ha imposibilitado presentar resultados conclusivos.



9. Bibliografía

- Albardía García, D. (2020). Estudio y caracterización de un campo de dolinas en la Sierra de Guara mediante Sistemas de Información Geográfica. Guerrero Iturbe J. (dir.). Trabajo Fin de Grado, Universidad de Zaragoza.
- Alonso, F. J. y Suárez del Río, L. M. (1985). Velocidad de propagación de ondas en rocas carbonatadas. Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 15, 315-324.
- Alonso, J.L., García-Ramos, J.C. y Gutiérrez Claverol, M. (1999). Control estructural de la cavidad kárstica “La Cueva” (Ribadesella, Asturias). En: B. Andreo, F. Carrasco, y J.J. Durán (eds): Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico, 65-76. Patronato de la Cueva de Nerja. Instituto de Investigación.
- Alonso, J. L., Álvarez-Marrón, J., Farias, P., y Heredia, N. (2019). Estructura de las unidades orientales de la Zona Cantábrica. En M. Díaz Azpíroz et al. (Eds.), Geo-guías 11: Rutas Geológicas por la Península Ibérica, Canarias, Sicilia y Marruecos (pp. 39-48). Sociedad Geológica de España.
- Alonso Peña, J.A., González Suárez, J.J., Ferreras Soto, R., Navarro Muñoz, F. y Algaba Durán (1996). Estudio topográfico-espeleológico de la Cueva de Ribadesella y su relación con la Cueva de Tito Bustillo. Informe inédito. Conserjería de Cultura del Principado de Asturias. 20 pp.
- Bahamonde, J. R., y Colmenero, J. R. (1993). Análisis estratigráfico del Carbonífero Medio y Superior del Manto del Ponga (Zona Cantábrica). Trabajos de Geología, 19, 155–193.
- Balbín Behrmann, R. de, Alcolea González, J. J., Alcaraz Castaño, M., y Bueno Ramírez, P. (2022). La Cueva de Tito Bustillo. Ribadesella. Asturias. Impronta Editorial.
- Burger, H. R. (1992): Exploration Geophysics of the shallow subsurface. Prentice Hall, Upper Saddle River, ew Jersey, 489 pp.
- Butler, D. K. (Ed.). (2005). Near-surface geophysics. Society of Exploration Geophysicists.
- Calleja Fernández, J., Jiménez Sánchez, M., y Domínguez Cuesta, M. J. (2009). La geomorfología como contexto del arte rupestre en la Cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias). En J. J. Durán Valsero y J. López Martínez (Coords.), Cuevas turísticas, cuevas vivas (pp. 27–39). Instituto Geológico y Minero de España; Asociación de Cuevas Turísticas Españolas. ISBN: 978-84-613-3730-9.
- Cvijić, J. (1983). La géographie des terrains calcaires. Paris: Librairie Armand Colin.



- Dobrin, M. B., y Savit, C. H. (1988). *Introduction to geophysical prospecting* (4th ed.). McGraw-Hill.
- Domínguez-Cuesta, M. J., Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., Ballesteros, D., Meléndez, M., Martos, E., y García-Sansegundo, J. (2010). Uso de la geomorfología y el SIG para caracterizar el impacto de actividades mineras en zonas kársticas: el entorno de la cueva de Las Herrerías (Asturias, España). En E. Berrezueta y M. J. Domínguez-Cuesta (Eds.), *Técnicas aplicadas a la caracterización y aprovechamiento de recursos geológico-mineros* (Vol. 1, pp. 82–92). IGME.
- Espinosa Graham, L., y Carrillo Martínez, G. E. (2002). Propiedades geofísicas de rocas y suelos calcáreos. Mediciones de laboratorio en especímenes pequeños. *Ingeniería*, 6(2), 23-32.
- Farias, P., Gallastegui, G., González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Maciá, J. G. de, y Rodríguez Fernández, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias da Faculdade de Ciências, Universidade do Porto*, 1, 411–431.
- Fesseden, R. (1913). The use of sound for the detection of icebergs and underwater objects. *Journal of the Society of Naval Architects and Marine Engineers*, 21(3), 237-251.
- Ford, D. C. y Williams, P. W. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley.
- Foyo, A., Sánchez, M. A., Tomillo, C., y Iriarte, E. (2008). Geological risk assessment of the area around the Tito Bustillo Prehistoric Cave. 1st WSEAS International Conference on Environmental and Geological Science and Engineering (EG'08), Malta, 127–130.
- García-Ruiz, J. M., y Gutiérrez, F. (2000). Distribución espacial, morfometría y actividad de la subsidencia por disolución en el sector central del valle del Ebro (NE de España). *Cuaternario y Geomorfología*, 14(3-4), 77–90.
- Gayá Flórez, M. A. (2004). *Procesado de sísmica de reflexión superficial en el complejo turbidítico de Aínsa (Huesca)*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- Geometrics, Inc. (2009). *SeisImager/2DTM Manual: Version 3.3, Pickwin v. 4.0.1.5, Plotrefa v. 2.9.1.6*. San José, CA: Geometrics, Inc.
- Gutiérrez Elorza, M. (2001). *Geomorfología climática*. Barcelona: Ediciones Omega.
- Gutiérrez, F., y Cooper, A. H. (2002). Dolinas de subsidencia y de colapso en el karst carbonatado-aluvial del Barranco del Sotillo (Zaragoza, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 16(3-4), 79–92.



- Gutiérrez, F., Desir, G., Gutiérrez, M., y Marín, C. (2008). Análisis y cartografía mediante SIG de la susceptibilidad a la formación de dolinas de subsidencia en la zona central del Corredor del Ebro (NE España). *Boletín Geológico y Minero*, 119(1), 61-76.
- Hoyos Gómez, M., Soler Javaloyes, V., Cañaveras Jiménez, J. C., Sánchez Moral, S., y Sanz Rubio, E. (1996). Memoria final sobre las características geológico-kársticas y microambientales de la Cueva de Tito Bustillo, Ribadesella (Informe inédito). Consejería de Cultura del Principado de Asturias, 90 pp.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Canto Toimil, N., Meléndez Asensio, M. y González Pérez, N. (2002). Caracterización hidroquímico-ambiental de la cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias). En F. Carrasco, J. J. Durán y B. Andreo (eds.): *Karst and Environment* 529-537.
- Jiménez-Sánchez, M., Anadón Ruiz, M. S., Farias Arquer, P. J., García-Sansegundo, J., y Canto Toimil, N. (2004). Geomorfología de la Cueva de Tito Bustillo y del macizo kárstico de Ardines (Ribadesella, costa cantábrica, Norte de España). *Boletín Geológico y Minero*, 115(2), 257-264.
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian cordillera of NW Spain. *American Journal of Science*, 270, 1-29.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. (2002): *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd, Cornwall, Inglaterra, 281 pp.
- Knott, S. (1899). On the theory of seismic waves and their use in prospecting. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 40(2), 313-326.
- Lamelas Gracia, M. T. (2007). Análisis y cartografía mediante SIG de la susceptibilidad a la formación de dolinas en el entorno de Zaragoza. *Geographicalia*, (52), 79-111.
- Lay, T., y Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology*. Academic Press. 521 pp.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonik Forschung*, 6, 18-92.
- Lowrie, W. y Fichtner, A. (1997): *Fundamentals of Geophysics*, Third Edition. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 419 pp.
- Martínez-Pagán, P. (2008). *Prospección geofísica 2: Métodos Sísmicos (principios básicos – sísmica de refracción)*. Universidad Politécnica de Cartagena, 142 pp.
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review. *Terra Nova*, 13(2), 122-128.



- Mikhail, B. (2001). Electrical Properties of Air and Gases. *Journal of Applied Physics*, 34(3), 220-225.
- Mohorovicic, A. (1909). Über die seismischen Wellen und die Struktur der Erde. *Zeitschrift für Erdbebenforschung*, 1, 100-106.
- Morrison, G. F. (1971). Electrical Methods in Exploration. *Geophysics*, 36(6), 1145-1159.
- Moure Romanillo, A. (1990). La cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias): El yacimiento paleolítico. *Excavaciones arqueológicas en Asturias 1983-1986*, 107-127.
- Navarro, D. y Leyva, F. (1986). Memoria del Mapa Geológico de España escala 1:50.000 Ribadesella, hoja 31. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España (IGME).
- Peña Gracia, D. (2023). Caracterización geológica y geofísica del entorno de una explotación minera en el sector de Sopena (País Vasco). López Fernandez C. (dir.). Trabajo Fin de Máster, Universidad de Oviedo, 26/07/2023.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., y Marcos, A. (1988). Thin-skinned tectonics in the Cantabrian Zone: An external part of the Variscan Orogen in NW Spain. *Tectonics*, 7(3), 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J. F., y González Lodeiro, F. (2004). La Cordillera Varisca europea: El Macizo Ibérico. En J. A. Vera (Ed.), *Geología de España* (pp. 21-25). Sociedad Geológica de España y Instituto Geológico y Minero de España.
- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G., y Marín, J. A. (1999). La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21, 283-294.
- Quirós Hernández, M. (2011). *Tecnologías de la Información Geográfica (TIG): Cartografía, Fotointerpretación, Teledetección y SIG*. Salamanca: Ediciones Universidad de Salamanca.
- Schön, J.H. (2015). *Physical properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics* (2nd ed.). Elsevier.
- Schlumberger, C. (1920). *Étude sur la prospection électrique du sous-sol*. Gauthier-Villars.
- Scotese, C. R. (2001). *Atlas of Earth History*. PALEOMAP Project, Arlington, TX, 58 pp.
- Stewart, R. A., y Stewart, P. (2009). The history and application of seismic methods in petroleum exploration. *Journal of Applied Geophysics*, 67(1), 22-31.
- Sweeting, M. (1972). *Karst landforms*. Londres: Macmillan Press.



Van Ginkel, A.C. (1965). Carboniferous Fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 34(1), 1-225.

Ward, S. H. (1962). *The Resistivity Method in Geophysical Exploration*. Mining Geophysics, Vol. 2, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.

Wenner, F. (1915). A method of measuring earth resistivity. *Bulletin of Bureau of Standards*, 12(3), 469-478.

Consulta web:

Gobierno del Principado de Asturias. (s.f.). Cueva de Tito Bustillo. Yacimientos Arqueológicos de Asturias. Recuperado el 28 de Enero de 2024, de <https://yacimientos.asturias.es/cueva-de-tito-bustillo>



ANEXOS

Anexo 1:

Cartografía geomorfológica de dolinas del Macizo de Ardines (Ribadesella). Mapa de situación de ortoimagen de máxima actualidad (2023) del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA). Modelo digital de pendientes en intervalos de 10° de inclinación generado a partir del modelo digital del terreno (resolución de 2 m) del PNOA.

Anexo 2:

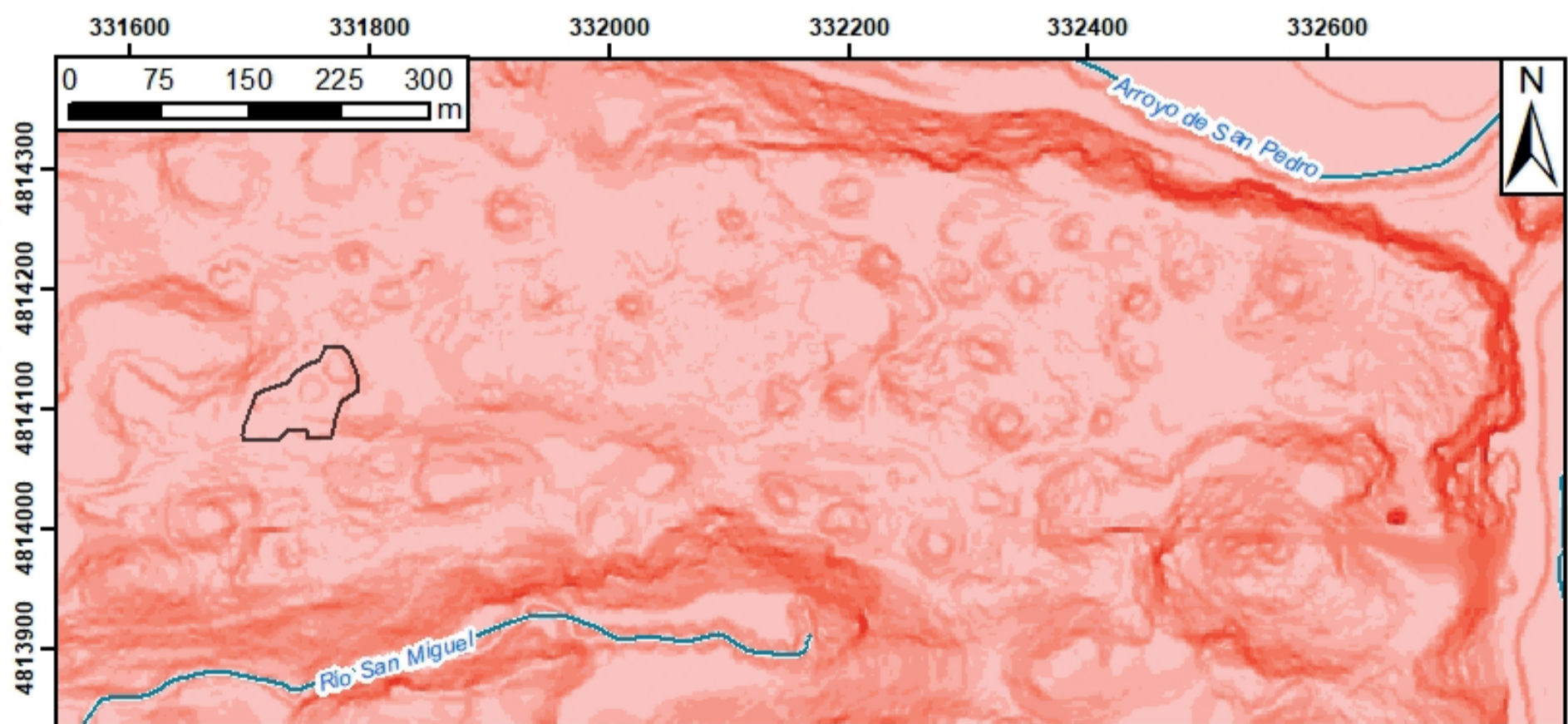
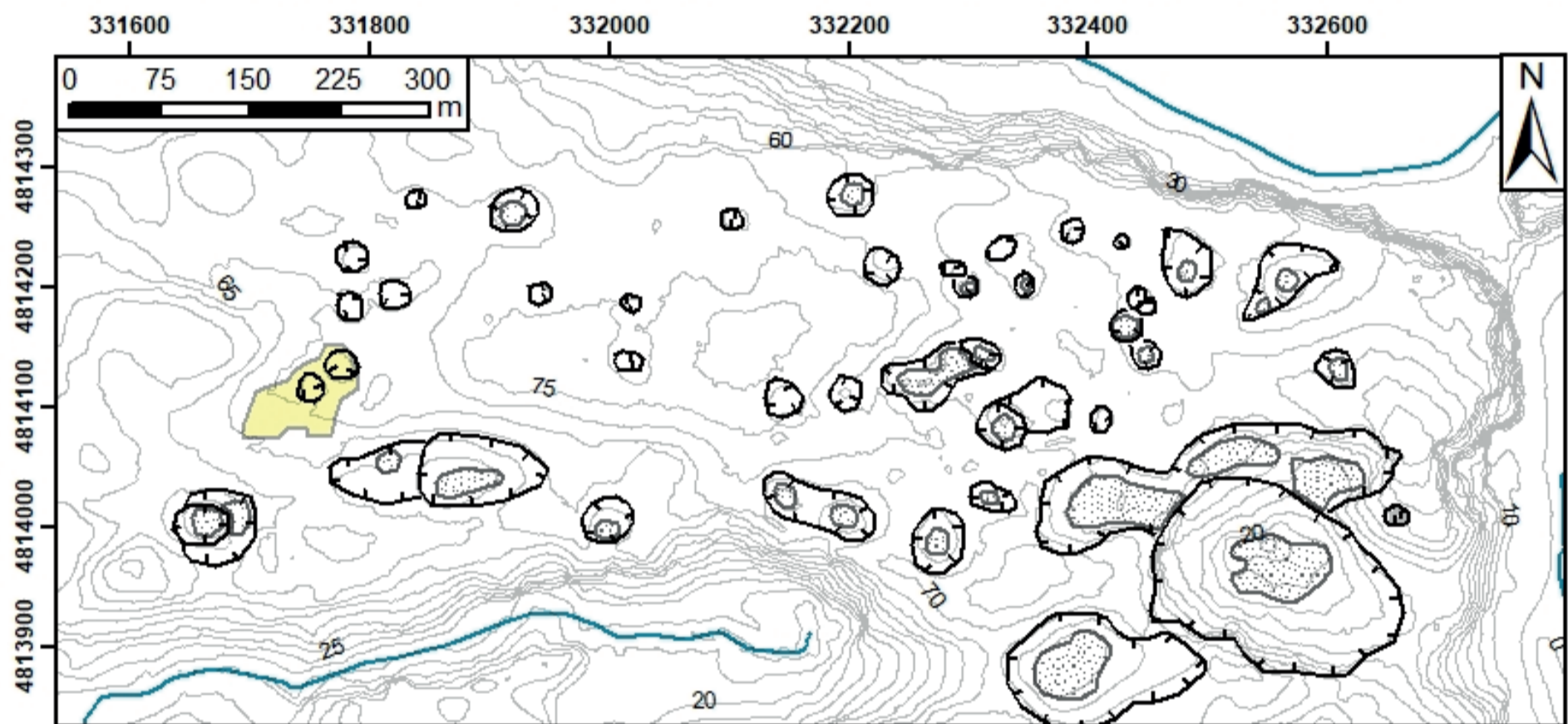
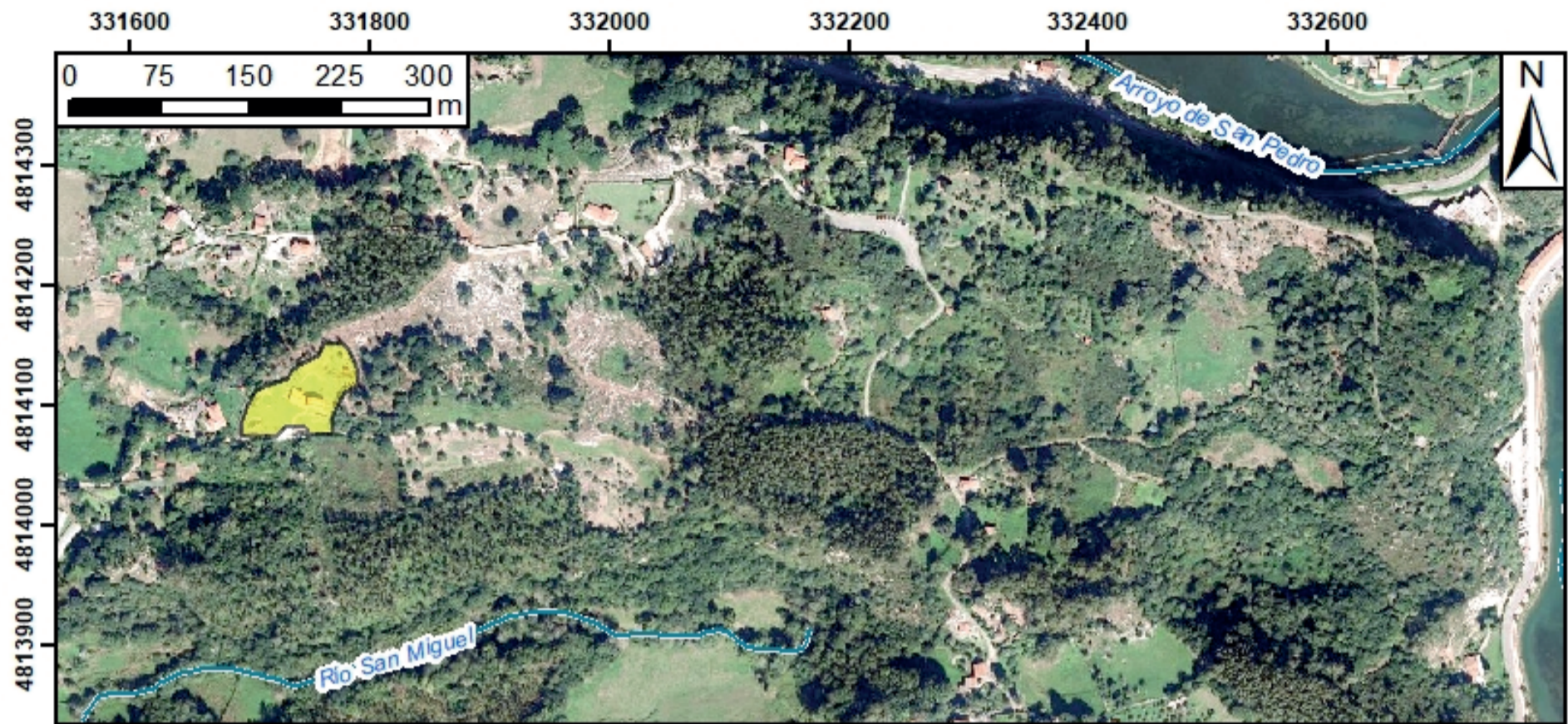
Perfil de tomografía de resistividad eléctrica (*TerraDat Geophysics S.L.*) Línea 1. Mapa de situación de la línea del dispositivo de adquisición de datos y posición de los sensores de medida (electrodos).

Anexo 3:

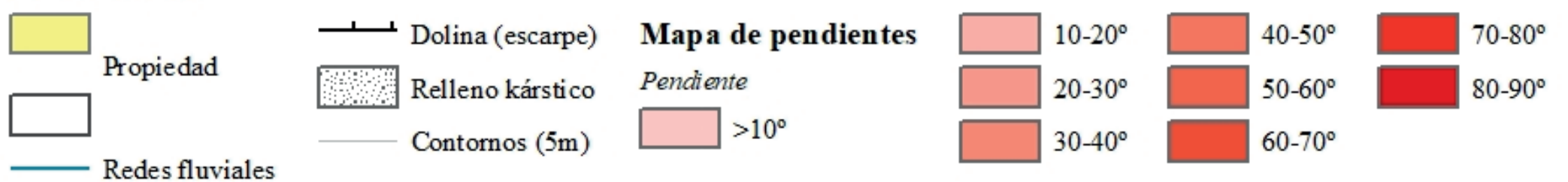
Perfil de sísmica de refracción de velocidad de propagación de ondas P. Línea 2. Mapa de situación de la línea del dispositivo de adquisición de datos y disparos exteriores y de los *setup* 1 y 2 y posición de los sensores de medida (geófonos).



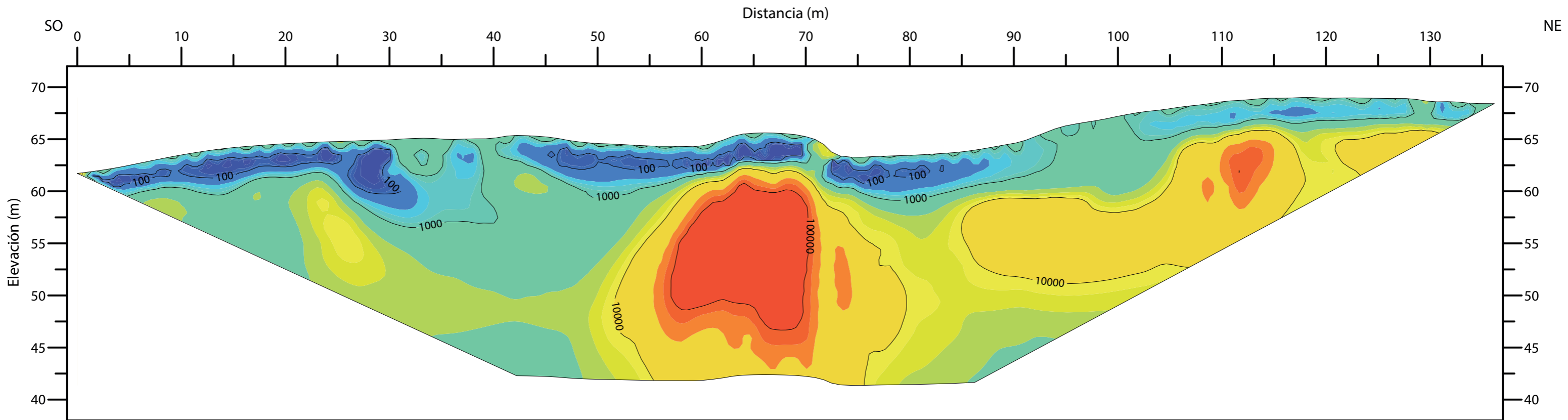
Anexo 1: Cartografía geomorfológica de dolinas del Macizo de Ardines (Ribadesella)



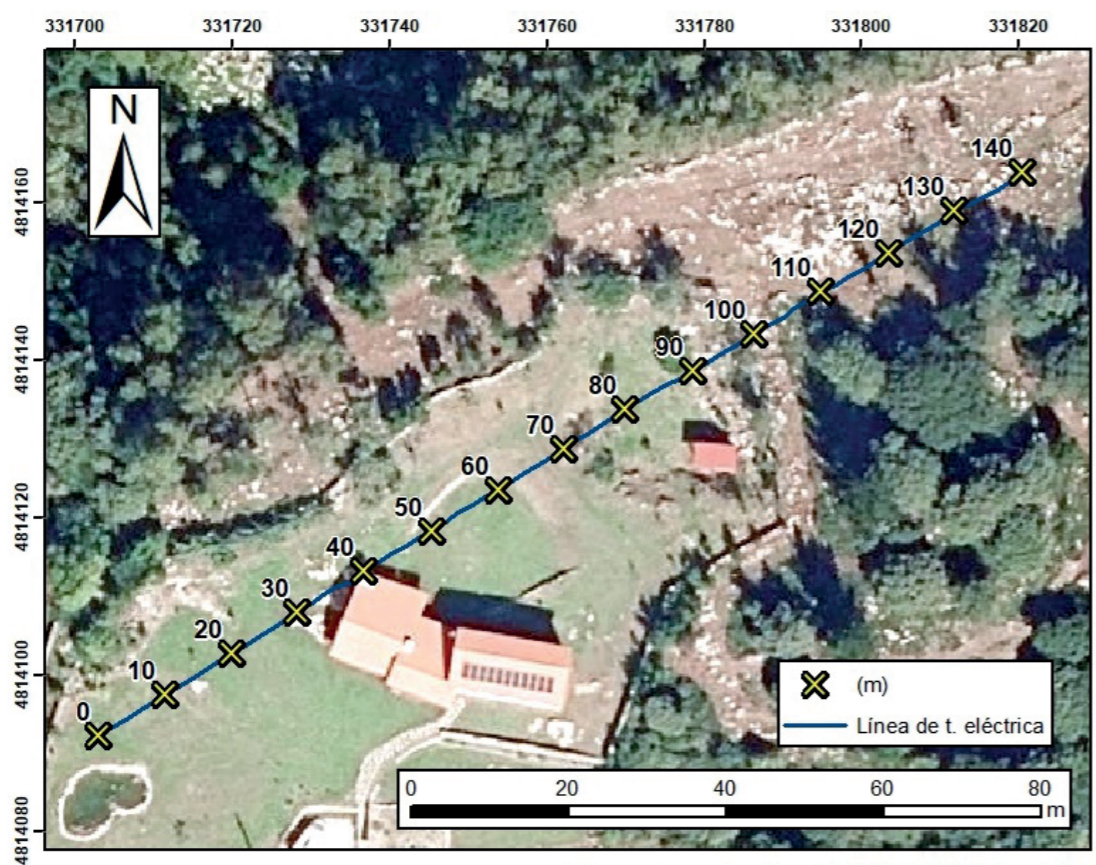
LEYENDA



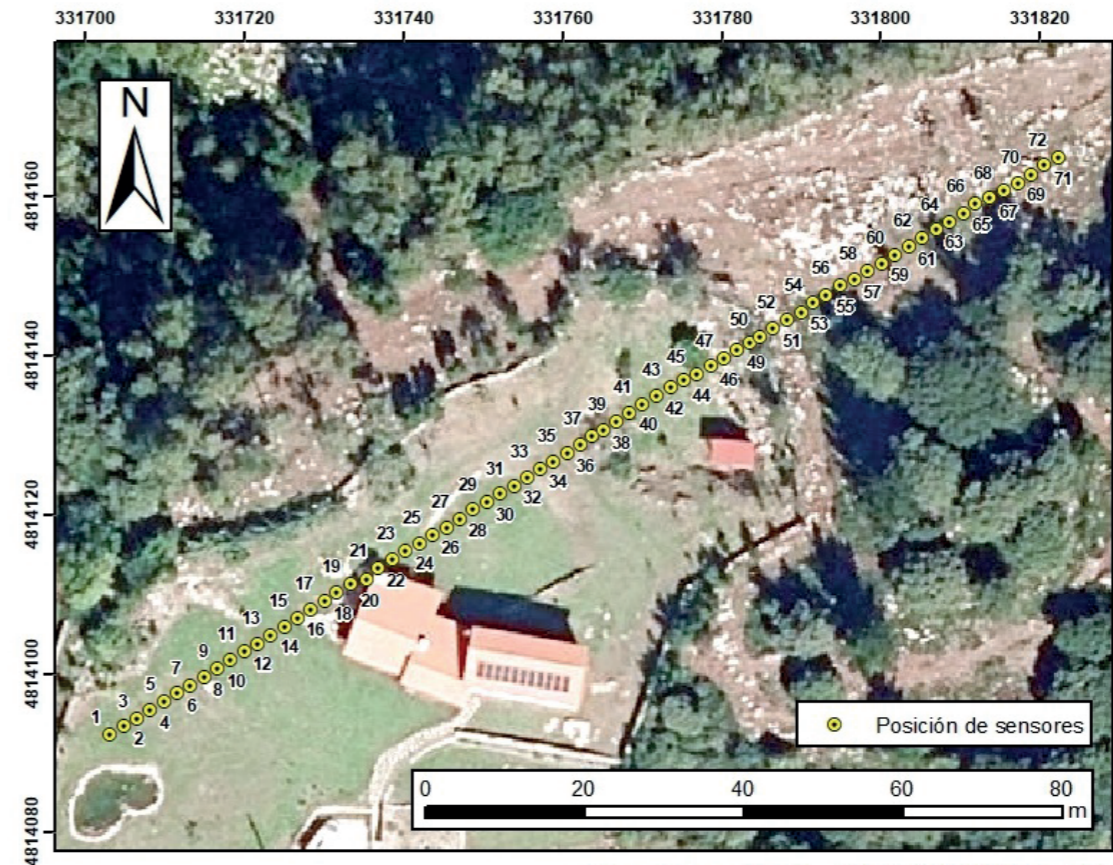
LÍNEA 1 (Tomografía eléctrica) (RMS 4%)



NOTAS - Sistema de coordenadas UTM 30N -Etiquetas de resistividad de los perfiles en Ohm-m	ESCALAS DE COLORES Resistividad (Ohm-m) 0 10 80 325 1000 3250 10000 100000	PROYECTO: ESTUDIO GEOFÍSICO PARA LA EVALUACIÓN GEOLÓGICA Y DE DOLINAS	Tel: +34 685 195 152 Web: www.terradat.es Email: javier@terradat.es
		TÍTULO: LÍNEA 1 - PERFILES DE TOMOGRAFÍA SÍSMICA Y ELÉCTRICA	Escalas: 1:1.000 en A3 Ref: TFM_RIBADESELLA Fecha: Septiembre 2024



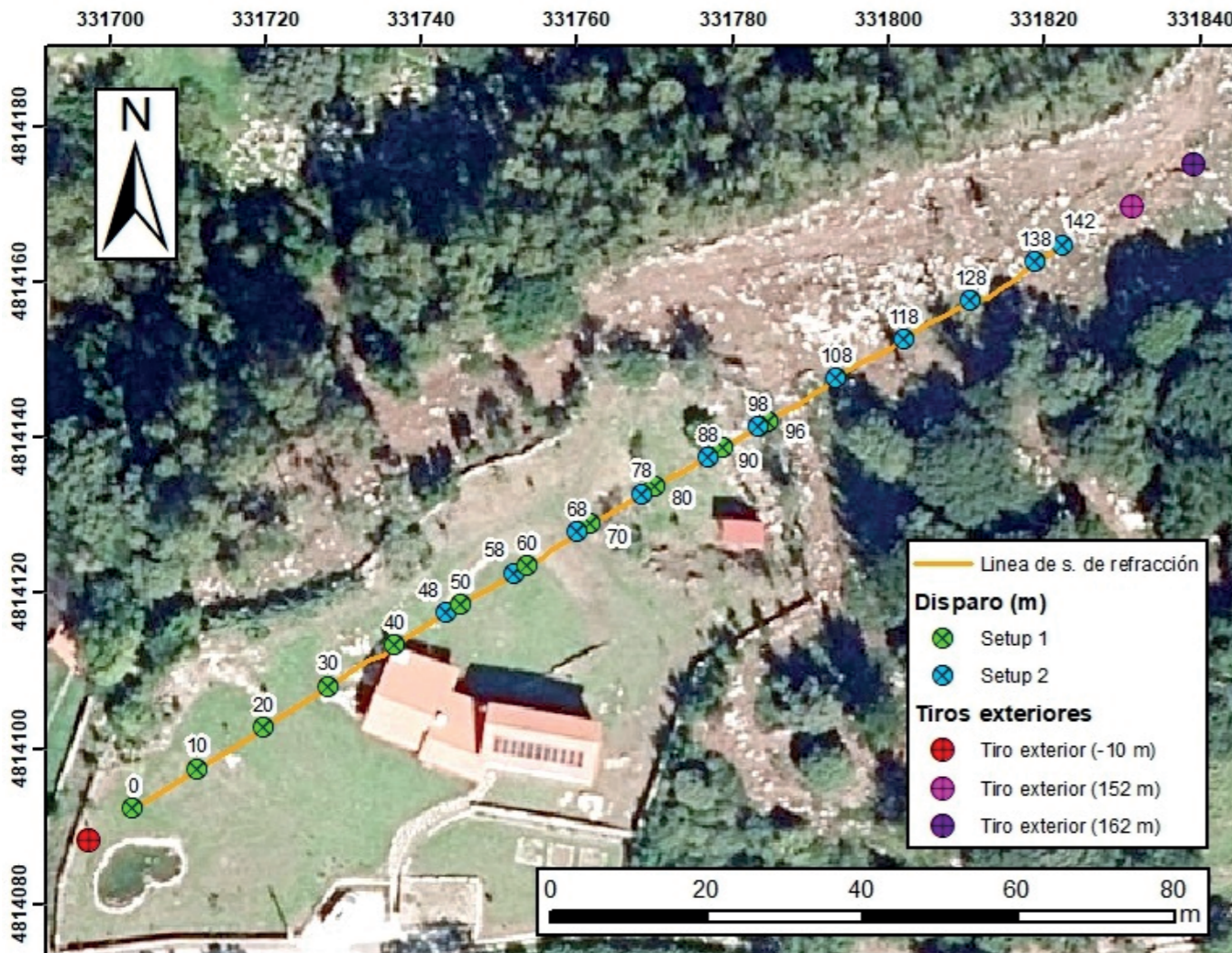
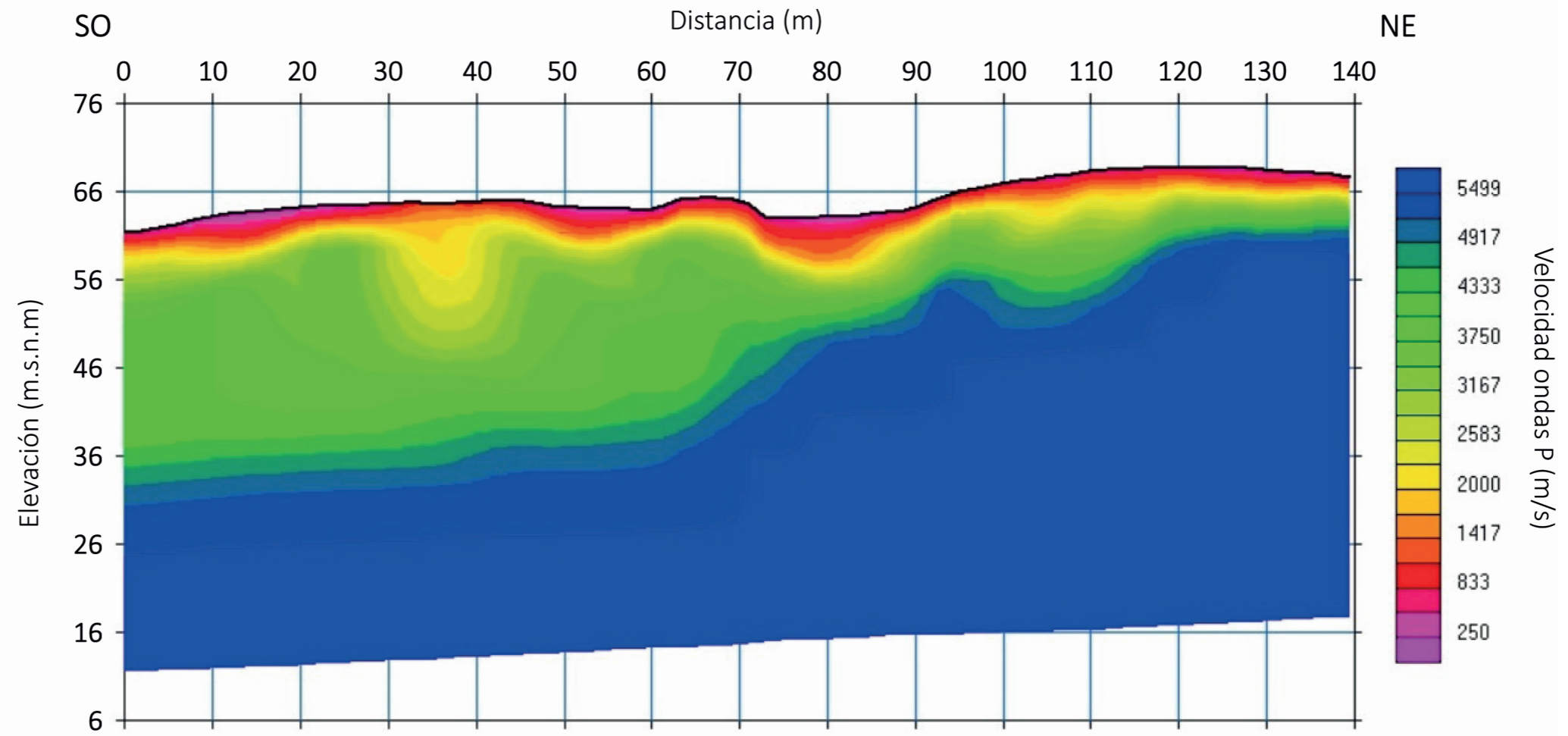
Sistema de coordenadas: ETRS 1989 UTM Zona 30N



Sistema de coordenadas: ETRS 1989 UTM Zona 30N

LÍNEA 2 (Sísmica de refracción) (RMS 3,589%)

ANEXO 3



Sistema de coordenadas: ETRS 1989 UTM Zona 30N



Sistema de coordenadas: ETRS 1989 UTM Zona 30N