

# TRABAJO FIN DE MÁSTER

## CONTEXTUALIZACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICO-GEOMORFOLÓGICA DE UN DOMO SALINO MEDIANTE TELEDETECCIÓN Y SIG. EL CASO ÚNICO DEL AMBAL RIDGE, IRÁN

*Iván Lizaga Villuendas*

*Directores: Juan de la Riva Fernández y Francisco Gutiérrez  
Santolalla*

Máster Universitario en

Tecnologías de la información geográfica para la ordenación del  
territorio: sistemas de información geográfica y teledetección

Septiembre de 2015



**Universidad**  
Zaragoza

Departamento de Geografía  
y Ordenación del Territorio



## Resumen

*El uso de imágenes Landsat como herramienta para la detección geológica es de gran ayuda en la contextualización geológica del área de estudio regional y, con ésta, el entendimiento de la estructura de Ambal ridge. Esta estructura cubre 4 km<sup>2</sup>, es un domo salino producido en la Formación Gachsaran con una significativa exposición de sal en contacto directo con el Río Karum en las Montañas Zagros. Presenta una enorme red de cavidades y una elevada karstificación que actualmente se encuentra sumergida por el embalse de Gotvand, el segundo más grande de Irán. Las evidencias geomorfológicas, incluyendo el desvío del cauce del Río Karum y los barrancos obturados indican que la zona de Ambal es una estructura halocinética activa, probablemente provocada por una pérdida de carga debido a la erosión. El análisis GIS de esta estructura nos permite localizar, medir y entender las diferentes morfologías presentes en ella. El domo salino se encuentra afectado por grandes deslizamientos de hasta 54256577m<sup>3</sup> en volumen. El gran incremento de la pendiente relacionado con la erosión fluvial y el ascenso halocinético del domo parecen ser los factores principales. Un total de 693 dolinas han sido identificadas (170 dolinas/km<sup>2</sup>). Las depresiones ocurren preferentemente a lo largo de un cinturón con un elevado grado de agrupamiento (NNI=0.3). Esta distribución espacial es controlada por la proximidad del río, la pendiente y el contenido en halita del sustrato. Una gran depresión compuesta, cuyo fondo se encuentra por debajo del nivel máximo normal de embalse ya ha generado un lago. El recrecimiento del embalse ha inducido unas peculiares estructuras de colapso de 220-280m de longitud que se traduce en superficie en un complejo sistema de fisuras y escarpes. Es de esperar que la rápida disolución superficial salina genere y reactive un gran número de dolinas y pueda reactivar deslizamientos debido a la pérdida de soporte basal por erosión.*

**Palabras claves:** Landsat, morfometría de deslizamientos, modelo de densidad, karst salino, halocinesis, subsidencias inducidas antrópicamente, salinización

## Abstract

*The use of Landsat images as a tool for geological detection represents a great support for the characterization of the regional study area and with this also supports the understanding of the Ambal ridge structure. This structure covering 4 km<sup>2</sup>, is a salt pillow of Gachsaran Formation with significant salt exposures in direct contact with the Karun River, Zagros Mountain. The highly cavernous salt dome is currently being flooded by the Gotvand Reservoir, second largest in Iran. Geomorphic evidence, including the sharp deflection of the Karun River and defeated streams indicate that Ambal is an active halokinetic structure, probably driven by erosional unloading. The GIS analysis of Ambal ridge allows us to measure and understand the different morphologies above it. The salt dome is affected by large landslides up to 54256577m<sup>3</sup> in volume. Slope oversteepening related to fluvial erosion and halokinetic rise seems to be the main controlling factor. A total of 693 sinkholes have been inventoried (170 sinkholes/km<sup>2</sup>), for which a scaling relationship has been produced. The depressions occur preferentially along a belt with a high degree of clustering (NNI=0.3). This spatial distribution is controlled by the proximity to the river, slope gradient and halite content in the bedrock. A large compound depression whose bottom lies below the normal maximum level of the reservoir has already been flooded by water table rise forming a lake. The impoundment of the reservoir has induced peculiar collapse structures 220-280 m across expressed by systems of arcuate fissures and scarps. Rapid subsurface salt dissolution is expected to generate and reactivate a large number of sinkholes, and may reactivate landslides with a significant vertical component due to lack of basal support.*

**Key words:** Landsat, density model, slides morphometry, salt karst, halokinesis, human-induced subsidence, salination.

## Índice

1.	Introducción y objetivos .....	pág. 1
1.1.	Características de las litologías salinas.....	pág. 1
1.2.	Relevancia del estudio de las estructuras salinas y posibilidades de análisis con TIG.....	pág. 2
1.3.	Peculiaridad del caso de estudio: el domo salino de Ambal ridge.	pág. 3
1.4.	Objetivos.....	pág. 6
2.	Área de estudio: caracteres geológicos.....	pág. 6
3.	Metodología .....	pág. 9
4.	Análisis visual de unidades geológicas mediante datos OLI Landsat 8.	pág. 11
4.1.	Selección de la mejor combinación de bandas.....	pág. 11
4.2.	Generación de neocanales: índices espectrales y ACP .....	pág. 12
5.	Análisis y cartografía de riesgos geológicos en Ambal Ridge .....	pág. 18
5.1.	Evidencias de la actividad halocinética .....	pág. 18
5.2.	Deslizamientos .....	pág. 20
5.2.1.	Deslizamiento (Ls1) .....	pág. 20
5.2.2.	Deslizamiento (Ls2) .....	pág. 20
5.2.3.	Deslizamiento (Ls3) .....	pág. 22
5.2.4.	Deslizamiento (Ls4) .....	pág. 23
5.2.5.	Deslizamiento (Ls5) .....	pág. 24
5.3.	Dolinas .....	pág. 24
5.4.	Grandes estructuras de colapso .....	pág. 31
6.	Discusión y conclusiones .....	pág. 31
7.	Bibliografía.....	pág. 36

## 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Este estudio se orienta al análisis mediante tecnologías de la información geográfica (TIG) de un caso de naturaleza geológico-geomorfológica sin precedentes –hasta donde conocemos– en la bibliografía científica: la contextualización y la caracterización de un domo salino (el *relieve de Ambal*, en adelante Ambal ridge) mediante técnicas de teledetección y SIG.

Tal aproximación se aborda mediante el uso de imágenes de teledetección, del satélite Landsat, para el estudio y contextualización geológica mediante la aplicación de diferentes técnicas de mejora de la visualización. En este sentido, la principal estrategia seguida se basa no en el proceso de clasificación digital, sino más bien en la mejora de la visualización y en la aplicación de técnicas tendentes a mejorar el potencial de diferenciación de las diferentes formaciones geológicas que tiene el análisis visual de imágenes. Esta aproximación regional –nuestra área de estudio regional– sirve así al propósito de la necesaria contextualización que requiere el entendimiento de la estructura del domo salino de Ambal ridge.

Esta área de estudio local de Ambal ridge ha sido analizada en detalle mediante diferentes técnicas estadísticas en entorno SIG; los resultados así obtenidos carecen de una lógica total sin el entendimiento de la estructura regional. Es por ello preciso conocer previamente las características de las litologías a estudiar, el porqué de su disposición y situación en el contexto regional.

### 1.1. Características de las litologías salinas

La litología principal a estudiar en este análisis presenta una elevada composición salina, este tipo de materiales, debido a sus distintivas características, representan áreas a tener controladas y bien delimitadas. Las rocas salinas (halite, NaCl), aunque raramente se encuentran expuestas en la superficie, son ampliamente conocidas tanto en el registro estratigráfico como en toda su distribución (Kozary et al., 1968; Warren, 2006). La aparición de la sal adquiere gran relevancia por sus implicaciones de naturaleza geológica y medioambiental. Todo ello se encuentra relacionado con sus peculiares características físicas y químicas: (1) baja compresibilidad y densidad; (2) baja resistencia mecánica con un comportamiento reológico plástico; y (3) su extremadamente alta solubilidad.

La sal desarrolla una textura cristalina durante su acumulación que la hace incompresible durante su enterramiento, mientras que la densidad de la mayoría de otros sedimentos se incrementa de manera significativa mediante varios procesos diagenéticos (compactación, deshidratación y cementación). El resultado es una inversión de densidades, por lo que la sal se encuentra en contraste de densidad con respecto a los materiales circundantes (Jackson y Talbot, 1986).

La sal, debido a su baja resistencia mecánica y su insignificante límite elástico, puede deformarse y comportarse como un flujo viscoso. Los cuerpos salinos pueden ser extremadamente móviles y fluir lateral y verticalmente a través de áreas de menor carga, en superficie o bajo ella. Los flujos de sal (halocinesis) pueden ser producidos por dos mecanismos, que pueden operar de forma conjunta: el empuje, relacionado con la inversión de densidad por el enterramiento, y más efectivamente la diferencia de carga. (e.g., Hudec y Jackson, 2007). La diferencia de carga es principalmente inducida por fuerzas gravitacionales y deformación tectónica lateral. La carga gravitacional está típicamente relacionada con la variación lateral de peso por sobrecarga (e.g., cuñas de progradación sedimentaria, depresiones erosivas; Ge et al., 1997; Schultz-Ela y Walsh, 2002) o la variación de espesor en la parte superior de las estructuras. Los esfuerzos desviatorios laterales contribuyen a comprimir o someter a esfuerzos los cuerpos salinos e incentivar así la carga gravitacional. Diferencia adicional en los mecanismos de carga, aunque no totalmente demostrada, es la expansión térmica, que es en la sal de un orden de magnitud superior al de la mayoría de las rocas. En consecuencia, la sal más caliente se encuentra sobre la sal más fría (inver-

sión de densidades), pudiendo producir una convención intrasal (Talbot y Pohjola, 2009).

El ratio de desplazamiento salino depende de un número de factores extrínsecos e intrínsecos. El esfuerzo provocado por el recubrimiento y la fricción a lo largo de los ejes del cuerpo salino, tienden a impedir o retardar la halocinesis (Hudec y Jackson, 2007). La sal húmeda y pura, posee mucha menor viscosidad que la sal seca e impura. La presencia de pequeñas cantidades de agua contribuye sustancialmente al ratio de flujo (Urai et al., 1986; Schleder y Urai, 2006). El desplazamiento salino puede transformar un cuerpo tabular en una estructura salina con una gran variedad de geometrías. Las estructuras no diapíricas, como las almohadas de sal, anticlinales salinos y lenguas intraestrato, poseen un contacto concordante con los materiales de recubrimiento (no diapíricos). El incremento salino también puede atravesar los materiales de recubrimiento (diapirismo activo), cargando y desplazándolos, generando una discordancia diapírica tal como los muros salinos, plumas y hojas salinas (Jackson y Talbot, 1986). Eventualmente, la sal puede extruir en la superficie (diapirismo pasivo), comúnmente aprovechando la debilidad o la mayor erosión de algunas zonas (e.g., Talbot y Alavi, 1996). Las “fuentes de sal” suelen formar domos de más de 1000 m de relieve local (e.g. Talbot y Jarvis, 1984). La altura de los domos es controlada principalmente por el ratio de extrusión/disolución y el ratio de agradación de las áreas circundantes (e.g., Talbot y Jackson, 1984; Vendeville y Jackson, 1992). Cuando alcanzan una altura crítica, la zona de menor pendiente se propaga lateralmente bajo su propio peso formando “glaciares salinos” de varios kilómetros, conocidos como Namakiers (“Namak” es la palabra farsi que significa sal; Talbot y Jarvis, 1984; Talbot y Pohjola, 2009). Los glaciares salinos pueden fluir confinados en valles preexistentes o extenderse sobre llanura y piedemontes. Estos pueden experimentar aumentos repentinos, provocados por eventos de lluvia que humedecen y debilitan la sal (Talbot y Jarvis, 1984; Talbot y Pohjola, 2009) o pulsos episódicos complejos de expansión gravitacional (Aftabi et al., 2010). La degradación de la sal extruida por disolución se ve obstaculizada por el desarrollo de materiales de cobertera. Este tipo de materiales son residuos kársticos que restringen la exposición de la sal a la meteorización (Bruthans et al., 2009; Zarei et al., 2012). La mayoría de la exposición salina subaérea se encuentra localizada en las áridas-semiáridas Montañas Zagros de Irán. Otros ejemplos son la Cordillera de la Sal en el Desierto de Atacama, en Chile (e.g., De Waele et al., 2009a), la Montaña de Sal, en Cardona (NE de España, Lucha et al., 2008), el Mount Sedom en la cuenca del Mar Muerto, en Israel (Frumkin, 2009), o el diapiro Jazan, en la costa del Mar Rojo en Arabia Saudí (Erol, 1989; Youssef et al., 2015).

La halita posee una solubilidad de 360 g/l (Langer y Offerman, 1982) en agua destilada, con lo cual 1 cm<sup>3</sup> de lluvia puede disolver 0,16cm<sup>3</sup> de sal con una densidad de 2,2 g/cm<sup>3</sup>. Comparando estos datos, el yeso tiene un equilibrio de solubilidad de 2,4g/l y la solubilidad de la calcita en aguas meteóricas normales es generalmente menor de 0,1g/l (Gutiérrez y Cooper, 2013). En consecuencia, la disolución de la halita opera en ratios de extrema disolución. La disolución interestratil a elevadas profundidades puede generar grandes estructuras de deformación gravitacional, con una gran expresión en superficie como grabens, bloques desplazados controlados por fallas, cuencas deposicionales o estructuras monoclinales (ver el estado de la cuestión en Gutiérrez et al., 2014a). Por otra parte, la disolución de halita resulta en el desarrollo de morfologías kársticas (e.g. karren, cuevas, dolinas) caracterizadas por una rápida evolución en un pequeño espacio de tiempo. Esto da lugar a riesgos geológicos de difícil predicción y remediación (ver el estado de la cuestión en Frumkin., 2013).

## **1.2. Relevancia del estudio de las estructuras salinas y posibilidades de análisis con TIG**

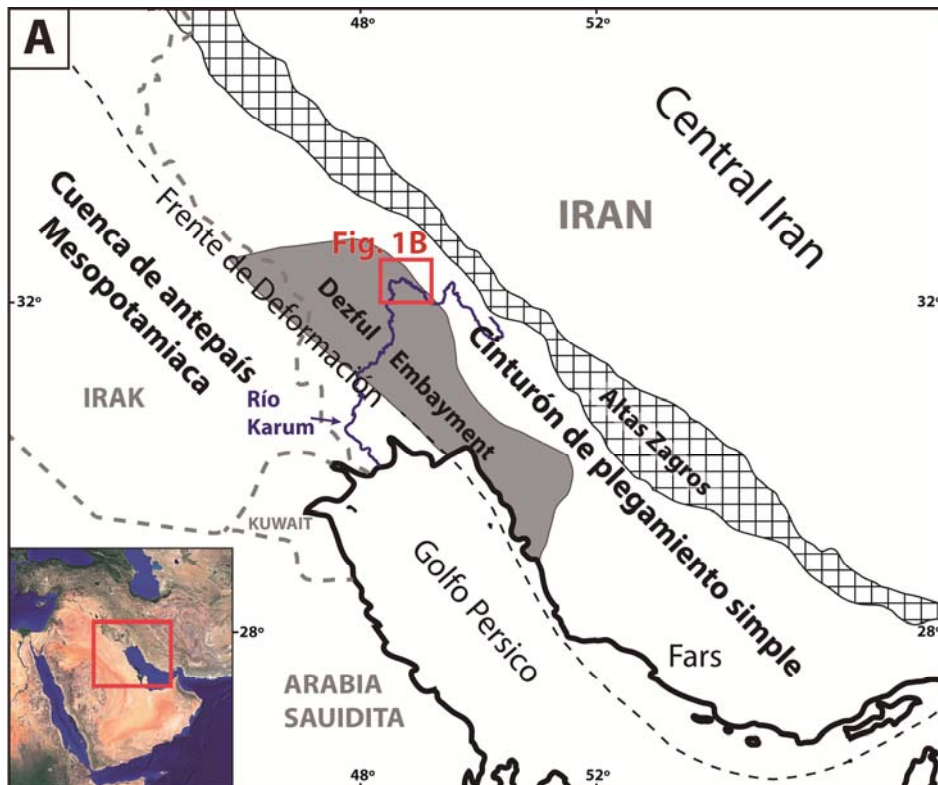
Las estructuras salinas han recibido una gran atención debido a su importancia económica (Martínez, 1971; Warren, 2006): (1) minería de halita, sales potásicas y otros minerales evaporíticos; (2) el papel de la sal como sello, creando trampas para hidrocarburos (alrededor del 60% de los campos de hidrocarburos; Edgell, 1996), así como controlando la formación de depósitos

metálicos; y (3) su utilidad para el almacenamiento de materiales valiosos y peligrosos. Sin embargo, han sido el foco de escasos estudios geomorfológicos (Goudie, 1989). La mayoría de estos estudios han sido llevados a cabo en las plumas salinas de las Montañas Zagros, de Irán, y el Monte Sedom, en el mar muerto, en Israel. Los principales temas abordados en la literatura a este respecto son: (1) rápida pérdida de material por la disolución de la sal expuesta en superficie (Bruthans et al., 2008; Mottershead et al., 2008); (2) episodios de fractura o fallas relacionados con la karstificación salina intraestrata de las formaciones salinas (Gutiérrez et al., 2012a, 2014, Guerrero et al., 2015); (3) tasas de levantamiento a largo plazo usando diferentes enfoques geológico-geomorfológicos que incluyen datos numérico-morfológicos y marcadores (e.g., Frumkin, 1996a, b, 2009; Bruthans et al., 2010); (4) ratios y patrones de la deformación de superficies contemporáneas medidas con técnicas geodéticas (Weinberger et al., 2006; Aftabi et al., 2010; Zarei et al., 2012); (5) características de la evolución de sistemas de cuevas, tanto a corto como a largo plazo de tiempo (Frumkin y Ford, 1995; Frumkin, 1996b, 1998, 2009; Bruthans et al., 2010); y (6) dolinas naturales e inducidas por el ser humano (Lucha et al., 2008; Zarei y Raeisi, 2010).

Por todas estas características, el estudio regional de la disposición de las unidades salinas es de vital importancia. Por ello, cada día se usan más en detección geológica los sensores remotos. Éstos poseen un buen grado de fiabilidad, la posibilidad de abarcar una gran área y de ser estudiadas desde cualquier parte del planeta. Para la detección y caracterización geológica y de suelos salinos mediante teledetección se suelen seguir tres pasos principales con las imágenes (Sabins, 1999): (1) corrección de la imagen; (2) potenciación de la capacidad interpretativa y explicativa de la imagen mediante diferentes técnicas de fusión de datos y mejora de la visualización mediante técnicas de realce de las imágenes y cambios aplicados a propiedades como el tono o la saturación (Med-hut 2010, Nurmamet et al., 2015); (3) generación de neocanales, como índices, ratios y, singularmente, la utilización de técnicas multivariantes, como el análisis de componentes principales (Yesou et al., 1993, Schetselaar et al., 2008, Ruiz-Armenta 1995).

### **1.3. Peculiaridad del caso de estudio: el domo salino de Ambal ridge**

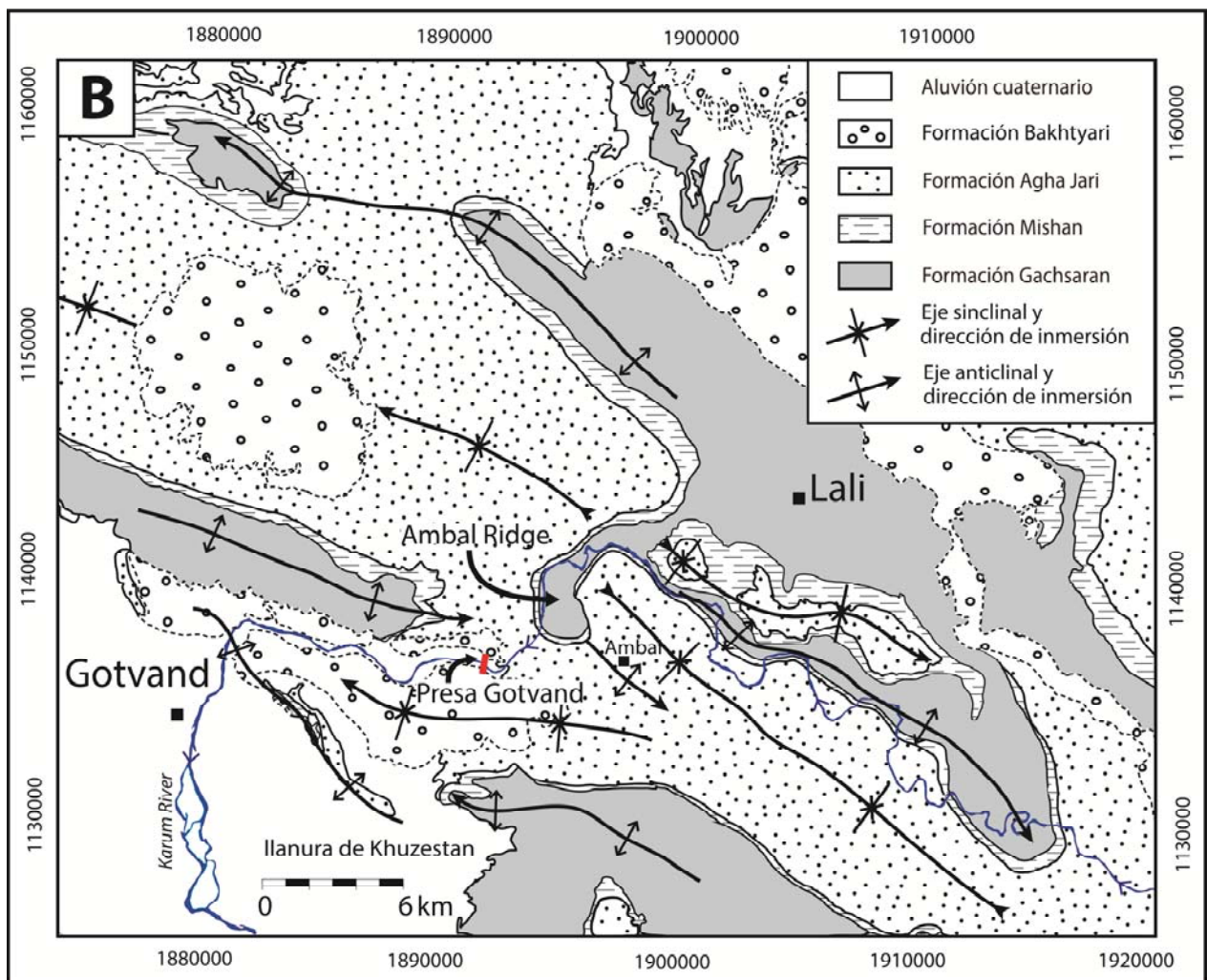
En este trabajo, dentro del área de estudio local, se analizan dolinas, grandes deslizamientos y peculiares estructuras de colapso inducidas por el ser humano en un domo salino en contacto directo con el Río Karum en las Montañas Zagros, Irán. El análisis se llevará a cabo mediante diferentes técnicas de análisis de la información geográfica, con la intención de diferenciar las áreas de mayor concentración salina. Lo más llamativo de este caso de Ambal ridge es que el domo está siendo sumergido por el embalse de Gotvand. La presa de Gotvand sobre el Río Karum es una planta de energía hidroeléctrica (HPP), que constituye el mayor proyecto de ingeniería de Irán. Contó con un presupuesto inicial de 1,5 billones de dólares americanos. El Río Karum, que tiene 829 km de longitud, con un caudal medio de 573 m<sup>3</sup>/s, es el más largo y caudaloso de Irán (Figura 1). Gran parte de su caudal es adquirido en su transcurso por las cabeceras de las altas montañas, donde la precipitación anual excede de 1200 mm (Aghdam et al., 2012). El principal propósito de este megaproyecto incluye la producción de energía hidroeléctrica (4250GW/h), el abastecimiento de agua tanto para regadío como para consumo humano y el control de inundaciones, así como su utilidad en ámbitos recreativos. Se trata de una presa con una estructura rígida de carga anclada en la pared rocosa y un núcleo de arcilla de 180 m de altura sobre la base y una cresta de 760 m de longitud. El nivel máximo normal de embalse (NMLR) se encuentra situado a 232 m s.n.m., en este nivel el embalse posee una capacidad de 4,5 billones de m<sup>3</sup> y alrededor de 90 km de longitud. La presa de Gotvand es el frente de presa más alto de Irán y posee la HPP con mayor capacidad de producción de energía. El llenado del reservorio comenzó en julio de 2011; en septiembre de 2013 el nivel de agua del embalse (RWL) estaba situado a aproximadamente 206 m s.n.m.



**Figura 1.** Localización y contexto geológico de la estructura halocinética del Ambal ridge.

A) Esquema de localización dentro del Dezful Embayment en el Simply folded belt (cinturón de plegamiento simple) en las Montañas Zagros, Irán.

B) Contexto geológico del Ambal ridge dentro del cinturón de plegamiento simple controlado por una superficie asociada a la presencia de la Formación Gachsaran. Modificado de Perry y Setudehnia (1967a, b).



Las aguas del Río Karum y su calidad poseen una gran importancia económica y social, especialmente en la llanura semiárida y densamente poblada del Khuzestan, justo aguas abajo del embalse de Gotvand. Aproximadamente 4 km aguas arriba de la presa de Gotvand, el Río Karum (102-95 m s.n.m) se introduce en la estructura salina de Ambal en la Formación Miocena Gachsaran, con presencia de halita en contacto directo con las aguas del río (Figura 2). Aquí la profundidad del agua del embalse o reservorio alcanzará entre 140 y 130 m s.n.m y aproximadamente el 37% de las evaporitas expuestas en el domo salino serán sumergidas.

De acuerdo con Aghdam et al. (2012), en los 4,3 km de sección del Río Karum asociados con el Ambal Ridge, la calidad de las aguas se ve significativamente degradada debido a la incorporación de sal disuelta proveniente de la formación salina. En este área, antes del llenado del embalse, las facies hidroquímicas del río solían cambiar abruptamente de calcio-bicarbonatadas a sodio-cloradas y el TDF aumentaba de ~0,4 g/l a ~1,5 g/l (Aghdam et al., 2012). Una significativa degradación de la calidad del agua resultará de sumergir el Ambal ridge por el embalse (Bargasteh, 2012). Adicionalmente, la rápida disolución de la sal relacionada con la interacción entre el agua dulce del embalse y la gran karstificación en la formación con gran presencia de halita, está causando un fenómeno de gran inestabilidad en las laderas y el suelo de la zona. Por ello una caracterización de la estructura domática usando la disposición espacial de sus dolinas y el cálculo de materiales deslizados mediante un análisis GIS es de gran utilidad.



**Figura 2.** El Río Karum excavado en la Formación Gachsaran rica en sal. Resaltar la pendiente sobre empinada de las evaporitas afectadas por deslizamientos. Se pueden observar en las evaporitas expuestas un alto grado de karstificación. También se observan muescas subhorizontales provocadas por las crecidas (flechas en el recuadro). El río fluye hacia la derecha. Imagen tomada en enero de 2010.

Varias características y circunstancias hacen del Ambal ridge un caso único de estudio de procesos geomorfológicos en un área de extrusión salina: (1) el domo salino está constituido por la Formación Miocena Gachsaran, en contraste con la mayoría de la sal expuesta en las Zagros, correspondiente a la Formación salina Precámbrica-Cámbrica Hormuz; (2) es una estructura ha-



locinética activa con halita expuesta y en contacto directo con un gran río de caudal permanente; (3) por lo que sabemos, ésta es la primera vez que un gran deslizamiento es caracterizado en las laderas sobre empinadas de un domo salino; (4) la expuesta Formación Gachsaran presenta una anormal densidad de dolinas; y (5) no hay precedentes de un domo salino sumergido por un gran embalse.

#### 1.4. Objetivos

Los objetivos de este trabajo, como puede deducirse de lo anteriormente expuesto, son de una DOBLE NATURALEZA –temática y metodológica–, si bien ambas convergen de forma inequívoca.

Por una parte, en relación aquella primera perspectiva TEMÁTICA, se pretende abordar el análisis –desde el enfoque disciplinar de la geología– de las dolinas, estructuras de colapso y grandes deslizamientos presentes en el domo de sal activo de Ambal ridge, actualmente sumergido por el embalse de Gotwand (río Karum, Montañas Zagros, Irán), lo que implica la caracterización de su contexto geológico regional.

Por otra parte, en lo relativo a la perspectiva METODOLÓGICA, se pretende incorporar a este análisis geológico-geomorfológico una serie de técnicas del ámbito de las TIG (tecnologías de la información geográfica), concretamente: (1) la exploración de las posibilidades de diferenciación de tipos litológicos y estructuras geológicas mediante análisis visual de imágenes Landsat y (2) la utilización de técnicas SIG para el análisis y cartografía de riesgos geológicos en un domo salino.

## 2. ÁREA DE ESTUDIO: CARACTERES GEOLÓGICOS

La estructura salina de Ambal se encuentra localizada en el valle del Río Karum en las Montañas Zagros, en la provincia de Khuzestan, al SO de Irán (Fig.1). Desde una perspectiva geológica, el Ambal ridge se encuentra localizado en el cinturón de plegamiento frontal, cuya génesis se encuentra relacionada con la colisión continental de Arabia-Eurasia. Está situado en el cinturón de plegamiento simple y, más específicamente, en el sector de afloramiento de la estructura tectónica conocida como Dezful Embayment (Figura 1A) El cinturón de plegamiento simple es una gran banda de dirección NO-SE situada entre las High Zagros y las estructuras frontales de las Zagros, dominadas por formaciones cretácicas y cenozoicas afectadas por prominentes pliegues con expresión morfológica. El Dezful Embayment, con una estructura agradable preferencial NW-SE, presenta algunas características especiales con respecto al resto del cinturón de plegamiento simple (Allen y Talebian, 2011): (1) presenta un mayor espesor de la sucesión Cenozoica, indicando la presencia de un depocentro, especialmente durante el Oligoceno y el Mioceno (Bahroudi y Koyi, 2004); (2) estructura disharmónica con un mayor despegue asociado con las evaporitas de edad Miocena de la Formación Gachsaran (Shertaki et al., 2005); (3) ausencia de diapiros salino de la serie Precámbrica-Cámbrica Hormuz (Edgell, 1991); (4) relieve y elevaciones de pequeña entidad con la presencia de un nivel estratigráfico erosionado; (5) red de drenaje con complejas anomalías relacionadas con el plegamiento activo.

Los materiales expuestos en el área de estudio incluyen cuatro unidades litoestratigráficas Mio-Pliocenas, en orden ascendente (Figura 1B): las formaciones concordantes Gachsaran, Mishan y Agha Jari del grupo Fars y la formación Bakhtyari, la cual se superpone a aquéllas de manera discordante. Se trata sedimentos sintectónicos, con una secuencia de engrosamiento general depositada en la cuenca de antepaís de las Zagros e incorporada subsecuentemente dentro de la migración orogénica hacia el SW. La más reciente Formación Miocena, Gachsaran, fue depositada en un ambiente lagoonal y de sabkha (Motiei, 1993), principalmente consiste en evaporitas (yeso, anhidrita y halita) con margas y rocas carbonatadas subordinadas. Numerosas sub-

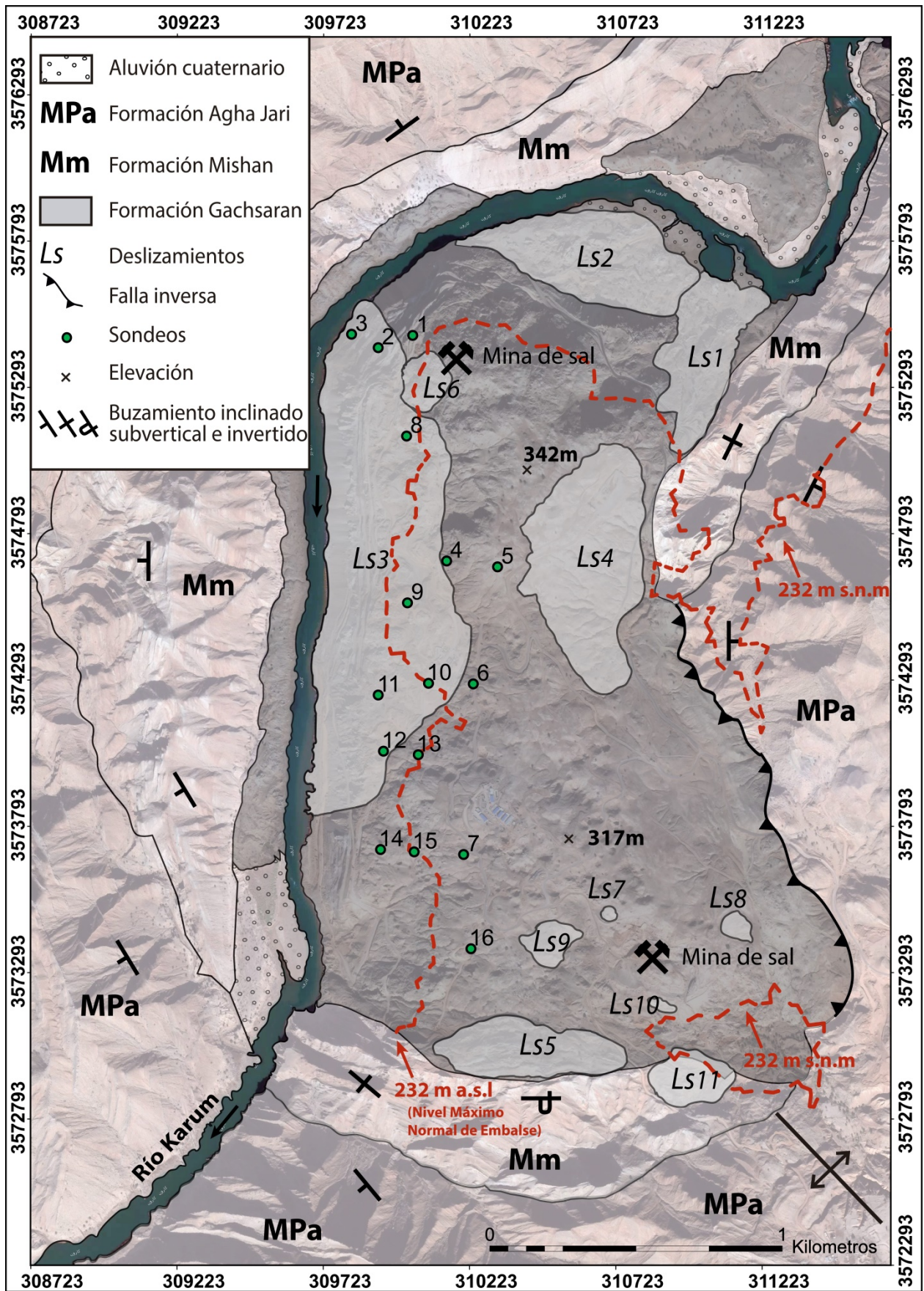
cuencas se han ido diferenciando debido a la variación de litofacies y espesor de la formación. La estructura de mayor relevancia en este estudio se encuentra en el área de mayor espesor de la Formación Gachsaran (>1500m), con la mayor proporción de halita. (Bahroudi y Koyi, 2004). Dos aspectos relevantes sobre la halita contenida en la formación Gachsaran serían su reología plástica, actuando como superficie de despegue, pudiendo producir flujos locales (O'Brien, 1957; Falcon, 1958; Sherkati et al., 2005), y su rol como sello de gran efectividad para hidrocarburos, especialmente bajo la formación calcárea Asmari (Bahroudi y Koyi, 2004; Allen y Talebian, 2011).

La sal en el Ambal ridge ha sido explotada durante años en dos pequeñas y poco profundas minas subterráneas (Figura 3). Un total de dieciséis sondeos han sido perforados por Mahab Ghodss Consulting en la mitad occidental del domo. De ellos, siete están localizados encima del gran deslizamiento Ls3 localizado en esta investigación (Figura 3). La longitud de los sondeos varía de 90 a 196 m con una suma total de 2.326 m. Diez de los sondeos han penetrado por debajo de la profundidad del canal del Río Karum y uno de ellos fue realizado al lado del mismo (sondeo 3), alcanzando más de 94 m por debajo de aquel. La longitud total perforada bajo el río (nivel freático) alcanza los 243 m. La media porcentual de las litologías, cavidades vacías y rellenas así como breccias se muestra en la Tabla 1. El porcentaje medio de halita representa un 18% e individualmente varía del 0 al 41%. Estos valores son una estimación mínima de la proporción original, ya que gran parte de la halita ya ha sido removida por disolución. La anhidrita y el yeso presentan una longitud media del 25%, frente al 27% de las margas y rocas calcáreas.

La sección relacionada con la disolución y colapsos (cavidades vacías, rellenos de cavidades y breccias de colapso) representa un 21%, indicando de forma clara que la Formación Gachsaran en Ambal es altamente cavernosa y karstificada y, consecuentemente, presenta una elevada conductividad hidráulica (Raeisi et al., 2013). En los deslizamientos, la permeabilidad es probablemente mayor debido a la superposición de morfologías de disolución y fracturación inducida. Sorprendentemente, es muy probable que la proporción litológica y las morfologías kársticas sean las mismas bajo el nivel del río. Curiosamente, algunos sondeos indican la presencia de cavidades 15 m por encima del nivel del río así como 94 m por debajo del nivel base. Esto respalda la hipótesis propuesta por Aghdam et al. (2012), asumiendo que el Río Karum puede comportarse de manera local como un drenaje influente que provoca gran disolución en los sedimentos altamente karstificados.

La Formación Gachsaran aparece de manera concordante con la Formación Mishan. Esta unidad de aproximadamente 400 m de espesor en la zona de Ambal, depositada durante una trasgresión marina regional. Sus principales litologías están compuestas por materiales calcáreos y variaciones margosas. La Formación Mio-Pliocena Agha Jari es una sucesión fluvial de varios cientos de metros de espesor compuesta por areniscas rojizas y margas con intercalación de yesos. La discordante Formación Bakhtyari se encuentra compuesta principalmente por conglomerados masivos correspondientes a abanicos aluviales y un sistema fluvial braided (Elmore y Farrant, 1981).

El Ambal ridge es una expresión morfológica de levantamiento desarrollada por el ascenso de una estructura halocinética en la Formación Gachsaran con 2,9 km de longitud de, 1,6 km de anchura y con una dirección N-S. Esta estructura salina está asociada con una banda transversa de exposición de las evaporitas de Gachsaran. Éstas marcan la terminación de los pliegues de despegue de dirección NO-SE y un cambio en su forma geométrica (Figura 1B). Al NO de esta banda, los pliegues presentan una mayor longitud de onda que al SE. En el Ambal ridge, la extrusión de halita de la F. Gachsaran ha creado una alargada morfoestructura domática (Figura 3).



**Figura 3.** Croquis geológico del Ambal ridge mostrando la distribución de los deslizamientos identificados en esta investigación y los 16 sondeos perforados por Mahab Ghodss Consulting.

El ascenso de las evaporitas ha causado la inclinación y el desplazamiento de la Formación Mishan y Agha Jari, las cuales presentan una disposición en domo y una distribución concéntrica alrededor del Ambal ridge. Adicionalmente, se puede observar que el buzamiento aumenta considerablemente alrededor de la estructura domática y decrece rápidamente conforme nos alejamos de ella. El eje de la estructura salina posee esencialmente un contacto concordante entre las Formaciones Gachsaran y Mishan, excepto en el sector suroeste, donde Gachsaran se monta sobre Mishan y Agha Jari, sugiriendo algún tipo de flujo lateral (Figura 3). De acuerdo con la clasificación geométrica de estructuras salinas (Jackson y Talbot, 1986; Hudec y Jackson, 2007, 2011), el Ambal Ridge corresponde con un salt pillow, con un contacto concordante no diapírico con sedimentos de cobertera y una relación longitud anchura menor de dos. Barjasteh (2013) sugiere que la localización y geometría de la extrusión podría estar controlada por una falla de desgarre de dirección N-S.

	<b>Halita</b>	<b>Yeso y Anhidrita</b>	<b>Margas y calizas</b>	<b>Arcillas y areniscas</b>	<b>Rellenos de cavidad y breccias de colapso</b>	<b>Cavidades vacías</b>	<b>Depósitos de cobertera</b>
<b>Valores totales (m/%)</b>	430 / 18	562 / 25	632 / 27	31 / 1	413 / 18	73 / 3	186 / 8
<b>Bajo el nivel base (m/%)</b>	38 / 16	71 / 29	62 / 25	2 / 1	60 / 25	9 / 4	0 / 0

Tabla 1. Longitud, grosor acumulado y porcentaje de los principales tipos de rocas, rellenos kársticos, cavidades y depósitos de cobertera recogidos de los 16 sondeos perforados por Mahab Ghodss Consulting en el Ambal ridge, con una longitud total de 2.326 m. La tabla indica los valores totales y aquellos derivados de las secciones de los sondeos situados por debajo del nivel de base del Río Karum.

En contraste con las morfoestructuras comunes del cinturón de plegamiento simple, en el cual las áreas de mayor relieve corresponden con ejes anticlinales (Allen y Talebian, 2011), el área de estudio muestra un dominante relieve discordante con sinclinales cortados por las Formaciones Agha Jari y Bakhtyari y depresiones erosivas con Gachsaran expuesta en los núcleos de los anticlinales. Aguas arriba del Ambal ridge, el Río Karum sigue un camino longitudinal paralelo a la estructura tectónica. Nada más llegar al área del Ambal ridge el río gira bruscamente hacia una dirección perpendicular a los pliegues estructurales. Aparentemente guiado por la banda descrita anteriormente presente en la estructura de plegamiento (Figura 1B).

### 3. METODOLOGÍA

Antes de iniciar el trabajo fue necesario realizar una contextualización geológica del entorno y la comprobación de la fiabilidad del mapa geológico de la zona. Dada la imposibilidad de una comprobación física, se procedió al uso de sensores remotos como apoyo a la visualización y caracterización del terreno, desde un punto de vista únicamente visual. El sensor elegido, debido a su fácil y gratuita obtención para este propósito, fue Landsat 8 del USGS. Todos los análisis, índices y operaciones se han realizado sobre una imagen Landsat 8 Operational Land Imager (OLI) tomada el 5 de mayo del 2015. Después de haber sido seleccionada se solicitó su homóloga, pero ya corregida (L8SR). Nuestra imagen se encuentra corregida mediante el algoritmo L8SR, versión 1.5 de julio de 2015; posteriormente se procedió al recorte de nuestra área de estudio. Las siete bandas de Landsat 8 OLI utilizadas cubren la parte visible del espectro VIS (OLI1, OLI2, OLI3, OLI4), el infrarrojo próximo NIR (OLI5) y el infrarrojo medio, MIR (OLI6, OLI7) En estos dominios espectrales las rocas poseen diferentes propiedades y características espectrales (Hervé, 1993; Sabins, 1997) que serán aprovechadas para mejorar la visualización. Entre los muchos tipos de análisis posibles se ha decidido realizar una búsqueda empírica-bibliográfica de la mejor combinación de bandas originales, la realización de tres índices y el análisis de componentes principales. Además de pretender mejorar la visualización de las unidades geológicas, interesó resaltar la Formación salina Gachsaran, ya que el núcleo del estudio está

basado en ella. Como quedará demostrado en el apartado 4, la teledetección nos ofrece una gran ayuda en la caracterización y visualización de las diferentes unidades litológicas.

El cálculo de los porcentajes litológicos dentro del Ambal ridge fue realizado mediante el análisis de los 2.326 m de sondeos, usando los cuadernos de perforación. Se extrajeron los datos individualmente, se agruparon y analizaron.

En un segundo paso, se elaboró un mapa geológico-geomorfológico preliminar del área de estudio. Este se realizó mediante la interpretación de las fotos aéreas en escala de grises capturadas en 2004 e impresas a una escala aproximada de 1:10.000. Las imágenes fueron particularmente útiles para localizar y delimitar las diferentes estructuras y morfologías, incluyendo dolinas menores de 5 m de diámetro. Las imágenes fueron tomadas antes de la aplicación de grandes medidas correctoras realizadas en el embalse antes de su recrecimiento. El mapa fue mejorado mediante trabajos de campo realizados en enero de 2010, incluyendo reconocimiento en barco a lo largo del Río Karum. Las grandes estructuras de colapso inducidas por el recrecimiento del embalse, al igual que algunas estructuras antropogénicas relacionadas con las medidas de corrección (e.g. clay-filled Sinkholes o rip-rap), fueron digitalizadas sobre imágenes de satélite más recientes, descargadas de MapBox, Bing Maps, Google Earth y EarthExplorer (USGS). Las fotografías aéreas de 2004 fueron ortorrectificadas y georreferenciadas con ERDAS IMAGINE 2014. El mapa geomorfológico final fue digitalizado usando ArcGIS sobre imágenes de satélite. Las diferentes capas de datos fueron utilizadas en entorno SIG para analizar las características morfométricas y la distribución espacial de las dolinas y deslizamientos así como de las estructuras de colapso inducidas por el embalse.

Los datos topográficos, incluían curvas de nivel con un intervalo de 2 m y una elevada densidad de cotas de elevación; estos datos fueron usados para producir un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) antes del recrecimiento del embalse de Gotvand. El MDE fue utilizado para delimitar las zonas inundables; además fue indispensable para estimar el volumen de los principales deslizamientos mediante ArcGIS. Esto se realizó usando dos enfoques, ambos condicionados por la falta de información acerca de la posición del plano de rotura. Los volúmenes mínimos fueron calculados asumiendo una superficie de rotura recta, generada uniendo los puntos de mayor y menor altitud de la masa desplazada en el perfil longitudinal. Un volumen más probable fue calculado asumiendo una geometría elipsoidal para el plano de rotura. El volumen de acuerdo con este enfoque es dado por el área del deslizamiento en la dirección de la pendiente y la profundidad media de la masa deslizada en la dirección perpendicular a la pendiente. Una aproximación de este parámetro fue obtenida mediante la representación de varios perfiles longitudinales de la masa deslizada. Posteriormente se estableció un plano de rotura arqueado para el cálculo de una profundidad media aproximada realizado mediante AutoCAD.

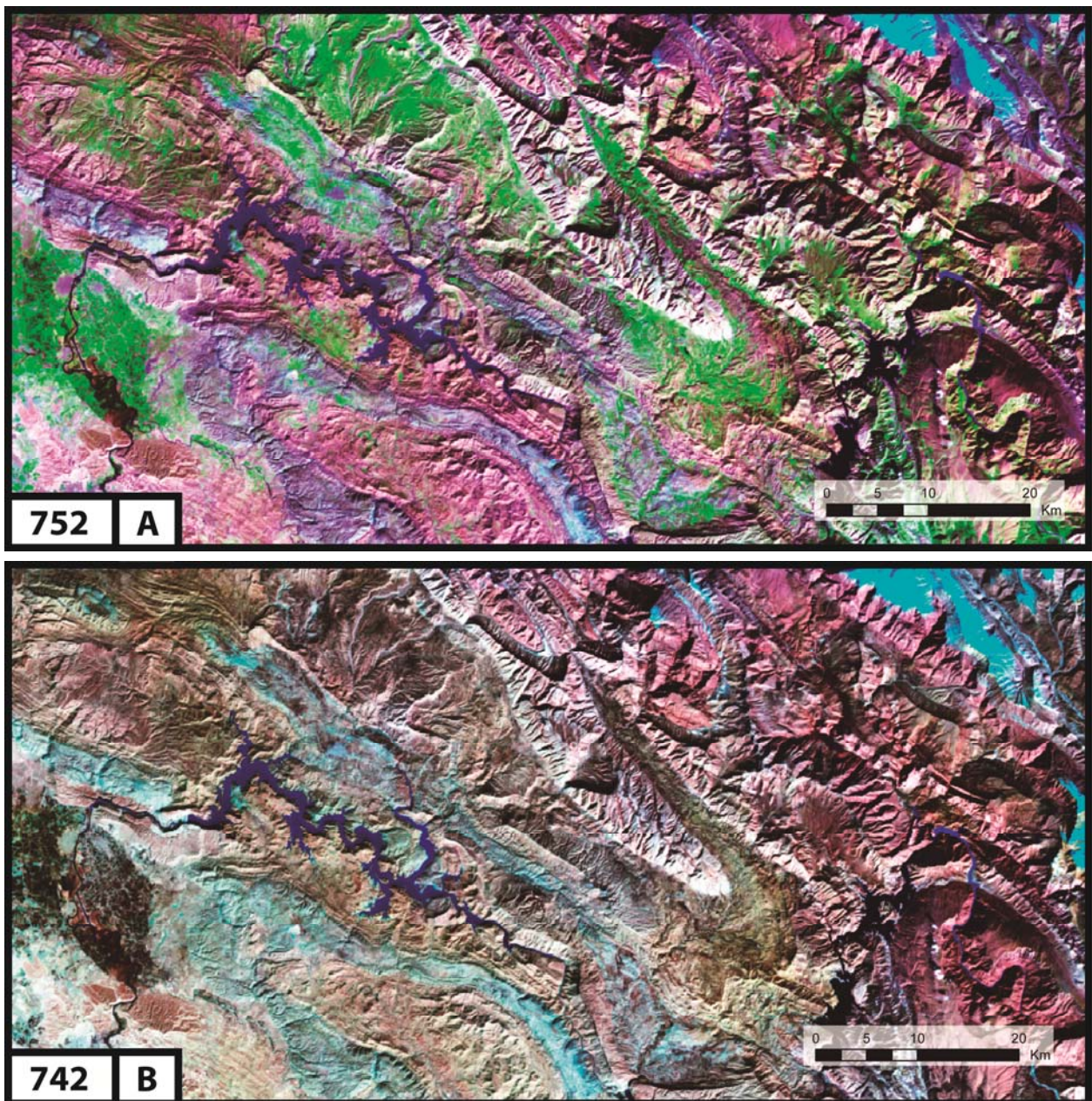
Los parámetros morfométricos de las dolinas, incluyendo longitud del eje mayor, ejes menores, área, perímetro, orientación de los ejes mayores y la distancia del vecino más cercano fueron extraídos mediante ArcGIS, bien de manera regular o mediante el uso de Python. Un modelo de densidades de las dolinas fue generado para el Ambal ridge aplicando una función Kernel. El índice de vecino más cercano (NNI) de Clark y Evans (1954) ha sido calculado para cuantificar el grado de dispersión frente al agrupamiento de las dolinas ( $NNI = La/Le$ ). Este índice compara la distancia media entre dolinas adyacentes en el área de estudio ( $La$ ) y la distancia teórica media entre dolinas adyacentes ( $Le$ ) en un campo con una distribución aleatoria y la misma densidad ( $D$ ). La anterior distancia  $Le$  es dada por  $1/2\sqrt{D}$ . Este índice ha sido ampliamente utilizado en el análisis de dolinas (Gutiérrez et al., 2014b) para evaluar cuantitativamente la distribución de las depresiones (Williams, 1972; Magdalene y Alexander, 1995; Denizman, 2003; Gao et al., 2005; Gutiérrez-Santolalla et al., 2005), las relaciones espaciales entre las nuevas dolinas y las preexistentes (Drake y Ford, 1972; Kemmerly, 1982; Hyatt et al., 1999) y la idoneidad de los modelos

de densidad y proximidad de dolinas para estimar la susceptibilidad del terreno (Galve et al., 2009).

#### 4. ANÁLISIS VISUAL DE UNIDADES GEOLÓGICAS MEDIANTE DATOS OLI LANDSAT8

##### 4.1 Selección de la mejor combinación de bandas

La selección de la mejor combinación de bandas suele ser el primer paso de filtrado de los datos, a la vez que asegura una separabilidad de clases (Metternicht et al., 2003). En nuestro trabajo se ha priorizado la diferenciación de los diversos tipos de materiales litológicos. También se consideró la posibilidad de la identificación litológica de una forma indirecta relacionando litologías con tipos de vegetación. Dado la práctica ausencia de vegetación natural en nuestra área, esta segunda aproximación fue desestimada.



**Figura 4.** Composición de bandas originales: A) La banda 5 en el verde diferencia mejor la vegetación. B) La banda 4 en el verde, aunque homogeniza la visualización, resalta la F. Gachsaran frente al resto.

Uno de los principales problemas que se nos plantea en la diferenciación visual es que existen numerosas formas y dinámicas en la naturaleza que generan grandes niveles de reflectividad similares a las áreas de gran concentración salina como sería nuestra formación Gachsaran. Este caso se da en zonas de tierras secas o estériles, barrancos con elevadas acumulaciones de sedimento, superficies estructurales erosionadas y coberteras estructurales ricas en limos o sedimentos erosionados (Metternicht et al., 2003, Nurmamet et al., 2015).

El índice de factor óptimo (OIF) desarrollado por Chavez et al. (1982) ya ha sido aplicado por varios autores sobre zonas áridas y zonas afectadas por la salinización (Hervé, 1993; Dwivedi et al., 1992). Este método nos muestra, mediante valores estadísticos, las mejores combinaciones de bandas para la discriminación. Este análisis da como resultado en áreas similares de estudio que las mejores combinaciones son OLI654, OLI642 quedando cerca las combinaciones OLI752 y OLI764. Aunque algunas de estas combinaciones suelen ser usadas en la detección geológica, dos de las más usadas OLI753 y OLI742 (Sabins, 1997) quedan con rangos muy elevados significando que no se les debe prestar especial atención. Algunos autores recomiendan especialmente para escenas LANDSAT en zonas áridas las combinaciones de banda OLI742 ya recomendada y la OLI743 (Schetselaar et al., 2008) que también aparece con un elevado rango.

Mediante el método empírico y probando todas las combinaciones de las bandas, se han seleccionado las bandas OLI752 y OLI742 por aportar una mejor visualización e identificación de los materiales (Figura 4).

#### 4.2 Generación de neocanales: Índices espectrales y ACP

Se han generado diferentes índices para la mejora de la diferenciación visual de las imágenes y, principalmente, de las litologías con mayor concentración salina. El índice de brillo (IB) se ha generado para diferenciar la cubierta vegetal del suelo desnudo. Además, con intención de remarcar las zonas de mayor salinidad, para delimitar la formación salina Gachsaran, se han generado dos índices de salinidad (SI), entre los muchos que existen, según son calculados en Medhut (2010) y Nurmamet et al. (2015) y el índice de salinidad de diferencia normalizada (NDSI). Una buena recapitulación de estos índices puede ser vista en Allbed et al. (2013).

- *Brightness Index* (Índice de Brillo):

$$BI = \sqrt{(Green)^2 + (Red)^2}$$

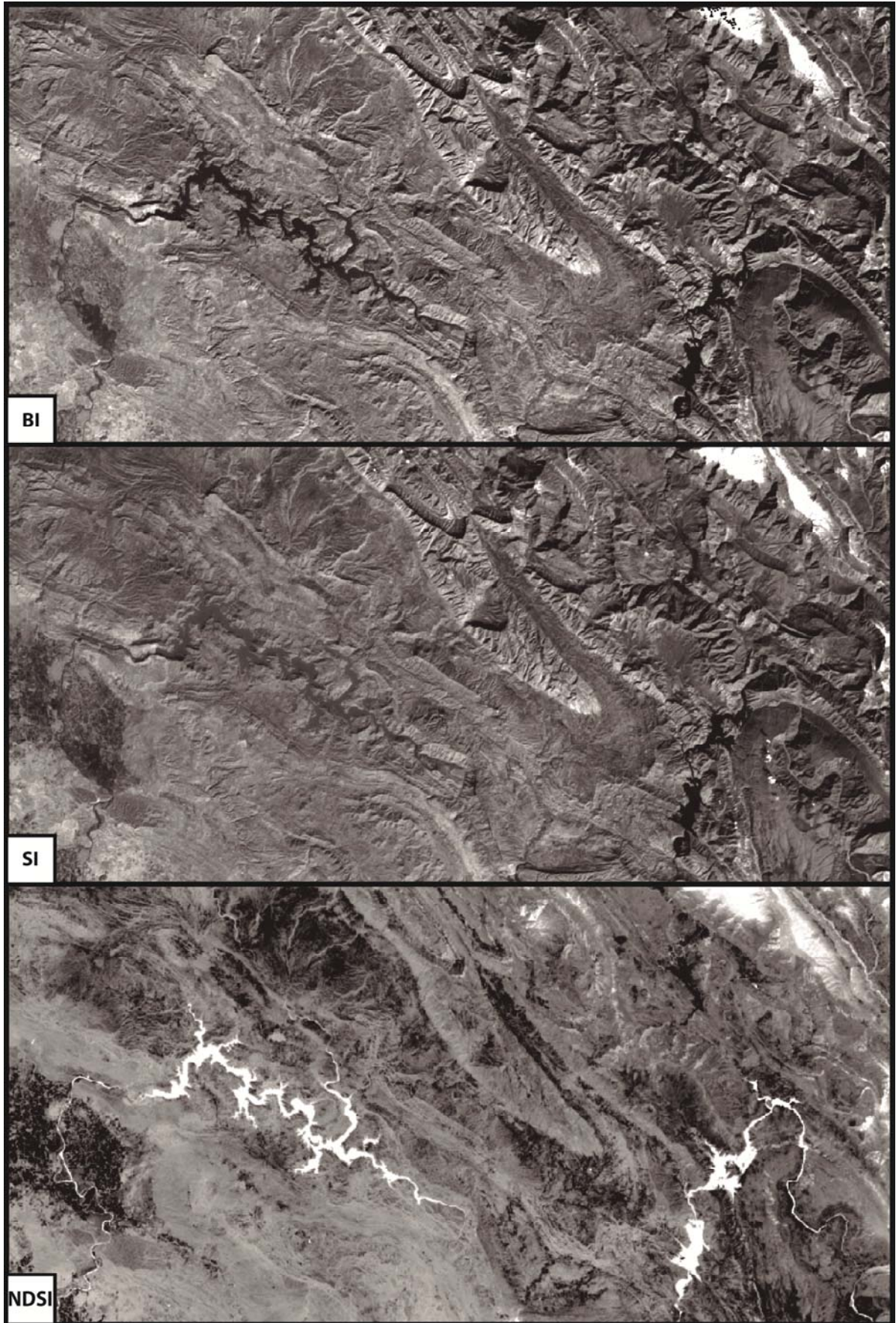
- *Salinity Index* (Índice de Salinidad):

$$SI = \sqrt{Green \times Red}$$

- *Normalized Differential Salinity Index* (Índice de Salinidad de Diferencia Normalizada):

$$NDSI = \frac{Red - NIR}{Red + NIR}$$

Tras su realización y comparación con la información geológica disponible de la zona, podemos descartar la utilidad de éstos como una gran mejora en la visualización de nuestra área. Esto es visible en la Figura 5 donde no se aprecia una mejora con respecto a la diferenciación en función de las bandas originales.



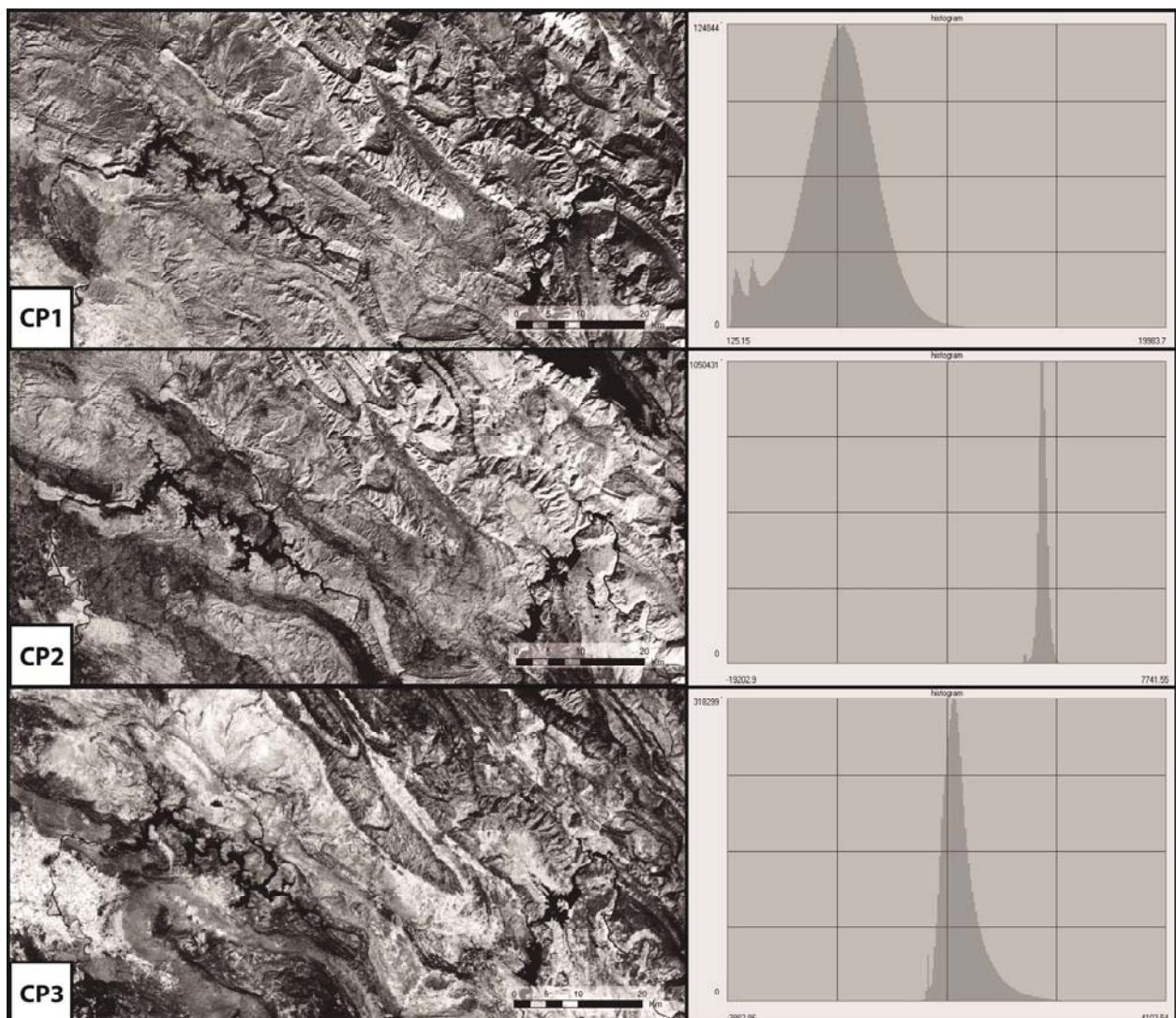
**Figura 5.** Índices espectrales: BI y SI realzan el suelo desnudo frente aquel con menor vegetación (BI) o a suelos más reflectivos (SI). NDSI muestra mayor diferenciación, pero sin una delimitación clara.

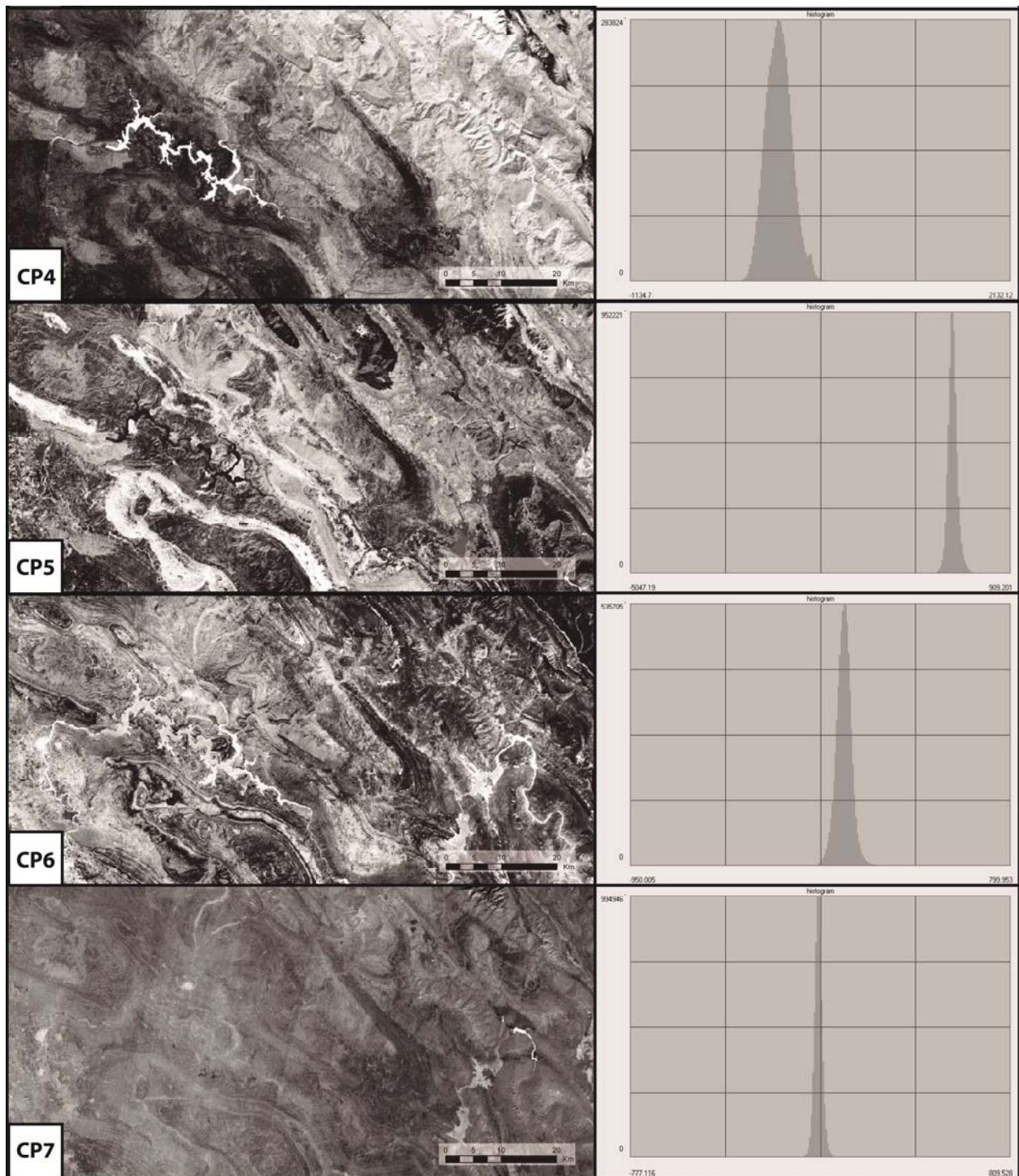


El análisis de componentes principales (ACP) es un método estadístico multivariante que genera nuevas bandas linealmente independientes –ortogonales entre sí en el espacio espectral– a partir de otras iniciales. Es un buen método que nos permite realizar una detección de los materiales salinos (Metternicht et al., 2003) y, a su vez, es uno de los mejores métodos y más utilizados para la discriminación litológica del terreno (Hervé, 1993; Schetselaar et al., 2008; Ruiz-Armenta, 1995; Rawashdeh, 2006; Sabins, 1997). Una vez realizado el ACP se ha procedido a su análisis. Como podemos ver por sus autovalores (Tabla 2), los 3 primeros componentes condensan el 99,5% de la covarianza; esto se observa también en las imágenes de la Figura 6 y sus histogramas, los cuales muestran una reducción progresiva del rango (menor desviación estándar).

Autovalores	%		B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	desv. Estándar
3280374.81	79.98	CP1	0.15204695	0.18643504	0.27445293	0.35855789	0.45437599	0.55298942	0.475374256	1811.181
656532.07	16.01	CP2	-0.37537275	-0.3911788	-0.38710246	-0.37544542	-0.17750116	0.48242664	0.388619016	810.267
143455.46	3.50	CP3	-0.16232124	-0.18139238	-0.15097253	-0.29420551	0.85108696	-0.04985959	-0.323363638	378.375
13414.66	0.33	CP4	0.52572794	0.38509058	-0.0517008	-0.56005733	-0.09679972	0.42278787	-0.266192459	115.822
5870.98	0.14	CP5	-0.29982434	-0.14457385	0.16737502	0.3441597	-0.16038948	0.52670772	-0.663021612	76.622
1519.36	0.04	CP6	-0.36692211	0.04692103	0.79953818	-0.45951922	-0.04630566	-0.05210102	0.088818021	38.979
361.54	0.01	CP7	-0.55561903	0.77969224	-0.28650638	0.02553537	0.0211566	-0.00980452	0.009263379	19.014

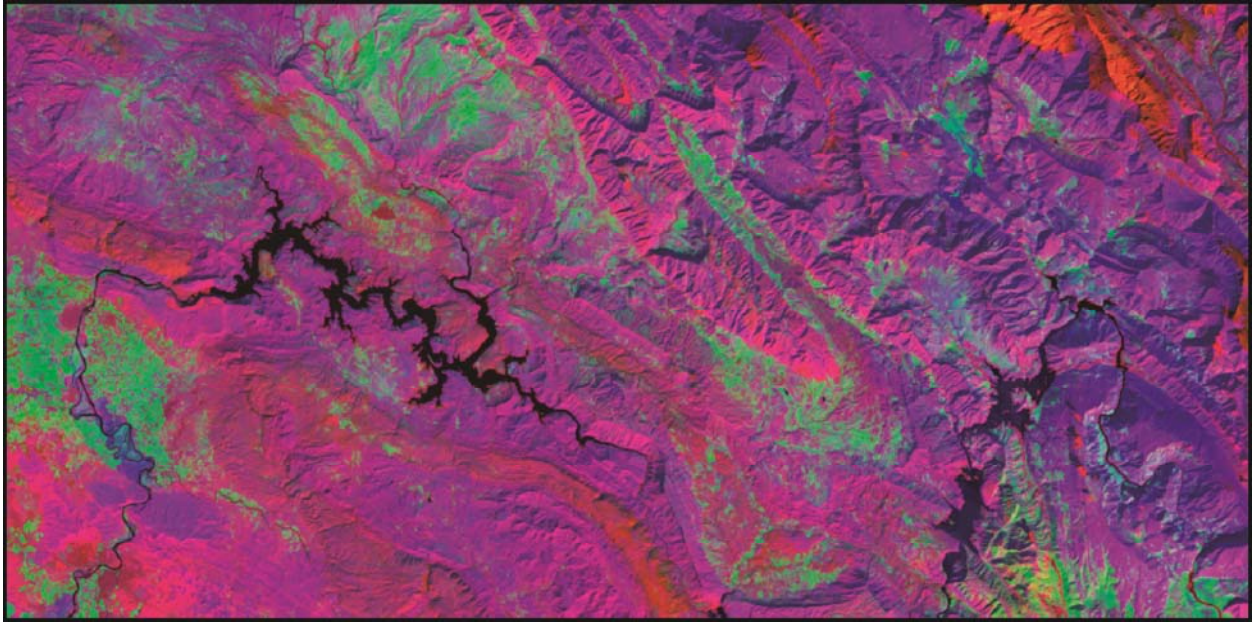
Tabla 2. Autovalores, con su dato en porcentaje donde se observa que más del 99% de la información está en los tres primeros CP, y matriz de autovectores, que expresa la relación de los CP con cada banda original y la desviación estándar de cada componente.





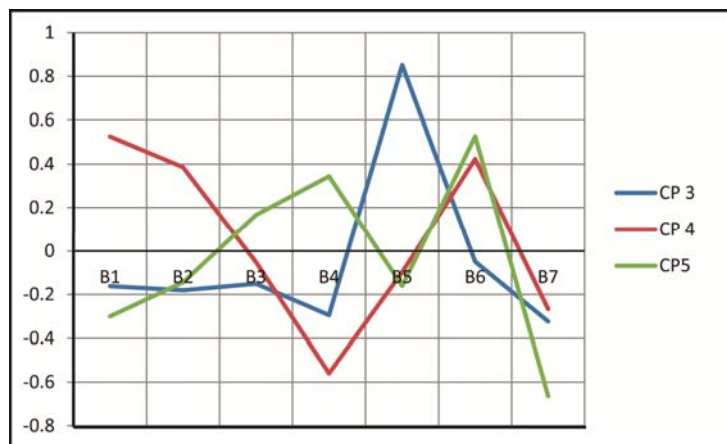
**Figura 6.** Componentes principales individualizados con sus histogramas correspondientes. Notar la reducción de información conforme aumentamos el número de CP, así como la excelente delimitación geológica que aportan los CP 4, 5 y 6 y el efecto de barrido patente en el CP7.

En análisis de los autovectores pone de manifiesto el sentido explicativo de cada nuevo componente, permitiendo identificar CP1 con el brillo general de la imagen (*brightness*), CP2 con la inversa de la humedad (*dryness*) y CP3 con el verdor (*greenness*). La combinación de color más habitual, conformada por estos primeros componentes, para visualizar la mayor información posible (Hervé, 1993), se muestra en la Figura 7. Sin embargo, observando individualmente los componentes se constata que entre aquellos que poseen una menor proporción de información total se incluyen algunos de gran utilidad para la diferenciación geológico-litológica.



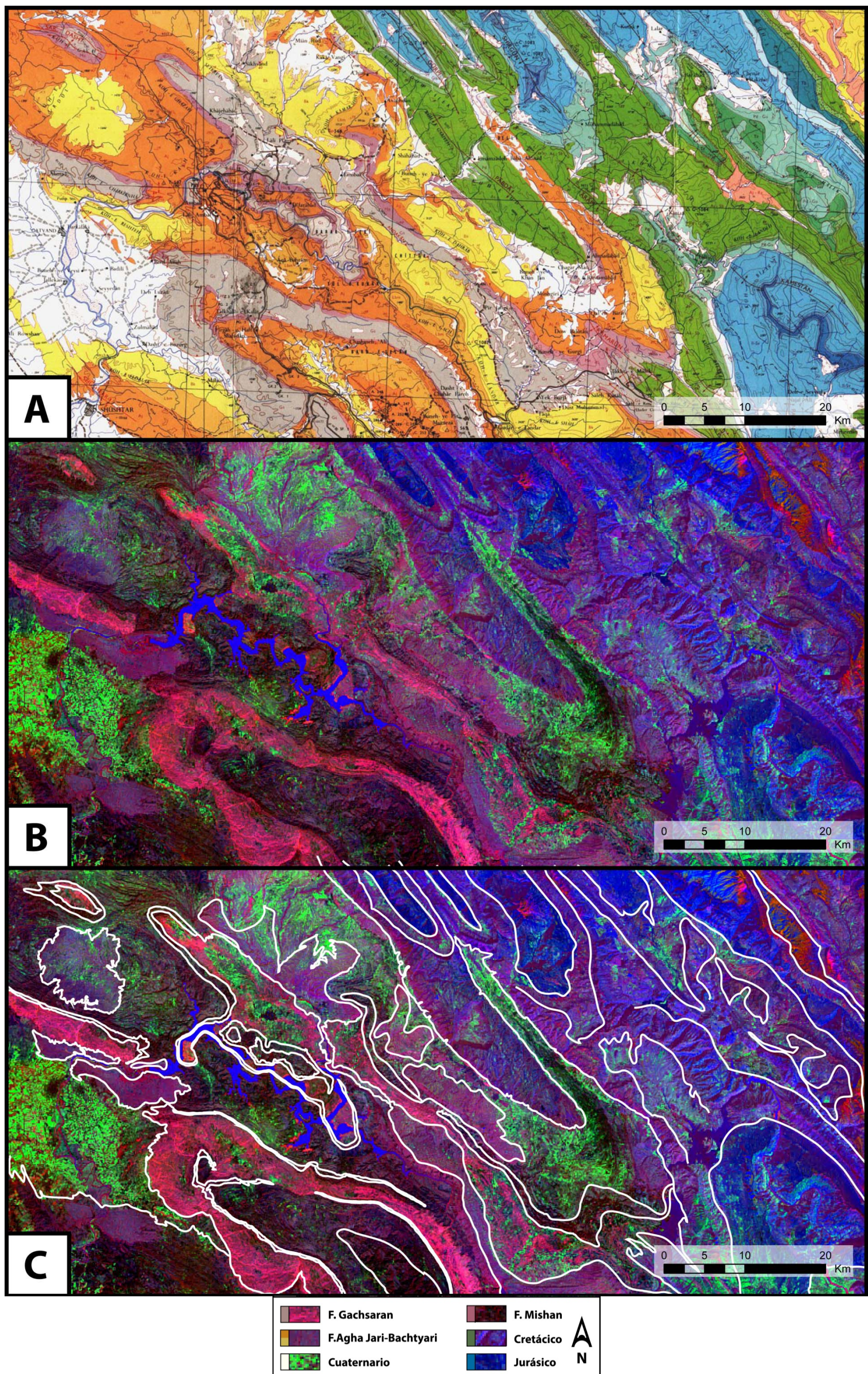
**Figura 7.** Imagen estándar de componentes principales CP 132. El CP2 en el azul, el CP3 en el verde y el CP1 en el rojo.

El CP7 no ha sido considerado en el análisis, no sólo por la escasa información que contiene, sino por la eviente presencia de las marcas de barrido del sensor, ligadas a un leve defecto de calibrado, que ha sido filtrado por el análisis multivariante a este último componente, si bien está presente, en muy menor medida, en los anteriores. Ya que se trata de mejorar la visualización, el CP6 también fue en principio descartado, si bien es ceirto que una combinación con CP6 se muestra idónea para un ambito más específico alrededor de Gachsaran en la zona centro-sur (Fig.6 CP6). Finalmente, seleccionamos los CP4 y CP5, por su mejor diferenciación de Gachsaran y Jurásicos en CP5 y con CP4 de los materiales cretácicos y miocenos. Esto se debe a que ambos presentas elevados valores en el SWIR1 y muestran Gachsaran, pero llevan valores casi inversos en las bandas OLI 1, 2 y 4 (Fig.8). El tercer componente elegido fue CP3, pues, aunque en CP2 se identifica mejor la Formación Gachsaran, mediante CP3 –en el que los autovectores denotan el importante peso del NIR (banda 5)– se diferencian con claridad las superficies agrícolas que se asocian a las formaciones cuaternarias.



**Figura 8.** Gráfico realizado mediante los valores de cada banda de los CP seleccionados CP534.

Así pues, la combinación elegida de CP es RGB 534, con el objeto de mostrar en tonos rojizos más destacados la Formación Gachsaran y en verdes el cuaternario, posibilitando una gran diferenciación de formaciones para un lector especializado (Fig.9).



**Figura 9.** Figura comparativa mostrando la utilidad y capacidad de diferenciación de la imagen ACP; A) Mapa geológico del área a contextualizar (Llewellyn, 1973); B) Imagen de ACP 534; C) Imagen de ACP 534 con el mapa geológico digitalizado superpuesto.

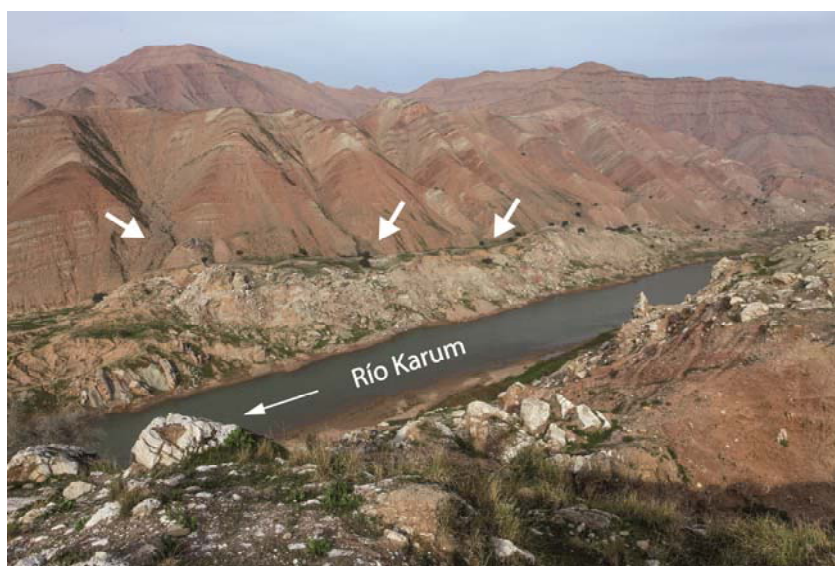
## 5. ANÁLISIS Y CARTOGRAFÍA DE RIESGOS GEOLÓGICOS EN AMBAL RIDGE

### 5.1. Evidencias de la actividad halocinética

En las montañas Zagros existen dos formaciones evaporíticas con gran presencia de Halita que actúan una superficie de despegue; la serie Precámbrica-Cámbrica Hormuz y la formación Miocena Gachsaran. La mayoría de la literatura que trata sobre las estructuras salinas en la región, se centran en los grandes domos salinos o Namakiers (glaciares salinos) desarrollados en la sal de Hormuz, especialmente en la región de las Fars (e.g., Talbot y Jarvis., 1984; Aftabi et al., 2010; Bruthans et al., 2010; Zarei et al., 2012). Aunque en menor medida, algunos autores han documentado procesos halocinéticos asociados con la Formación Gachsaran en el Dezful Embayment, donde esta unidad presenta su mayor espesor y su mayor proporción de Halita (O'Brien, 1957; Falcon, 1958; Sherhati et al., 2005). En el artículo de tectónica salina en la región Persia, Edgell (1996) presenta el Ambal ridge como un salt plug y es posteriormente apoyado por Barjasteh (2012) y Raeisi et al. (2013).

Varias líneas de investigación apoyan que el Ambal salt pillow es actualmente una estructura halocinética activa:

- Los afloramientos de la relativamente soluble Formación Gachsaran suelen mostrarse en áreas de depresiones erosivas. Sin embargo, en la zona de Ambal, la Formación Gachsaran forma un prominente relieve con orientación N-S y un relieve local de 245m, a pesar de su relación con un sistema fluvial el cual posee una gran capacidad erosiva (Figuras 2, 3). El Río Karum posee un caudal medio medido en la presa de Gotvand de  $453\text{m}^3/\text{s}$  y se caracteriza por tener periodos de grandes crecidas estacionales (Aghdam et al., 2012). El Ambal ridge comprende dos protuberancias domáticas, una al norte y otra al sur dándole una apariencia de jorobas de camello, sugiriendo que existen dos áreas con una mayor tasa de levantamiento.
- El cauce del río se encuentra encajado en la formación evaporítica y el flanco derecho se encuentra formado por una prominente cresta, también de la F. Gachsaran (Figura 3). Un buen número de barrancos tributarios se ve obturado o desviado por este levantamiento activo.



**Figura 10.** Barrancos de la margen occidental del Río Karum obturados por el levantamiento halocinético de las evaporitas de Gachsaran en el lateral de la estructura salina (flechas). Los barrancos empinados se encuentran dominados por la agradación de sedimentos y desarrollan conos de materiales que se depositan a lo largo de las depresiones lineales cerradas formadas entre el contacto de las Formaciones Mishan y Gachsaran. Imagen tomada en enero de 2010.

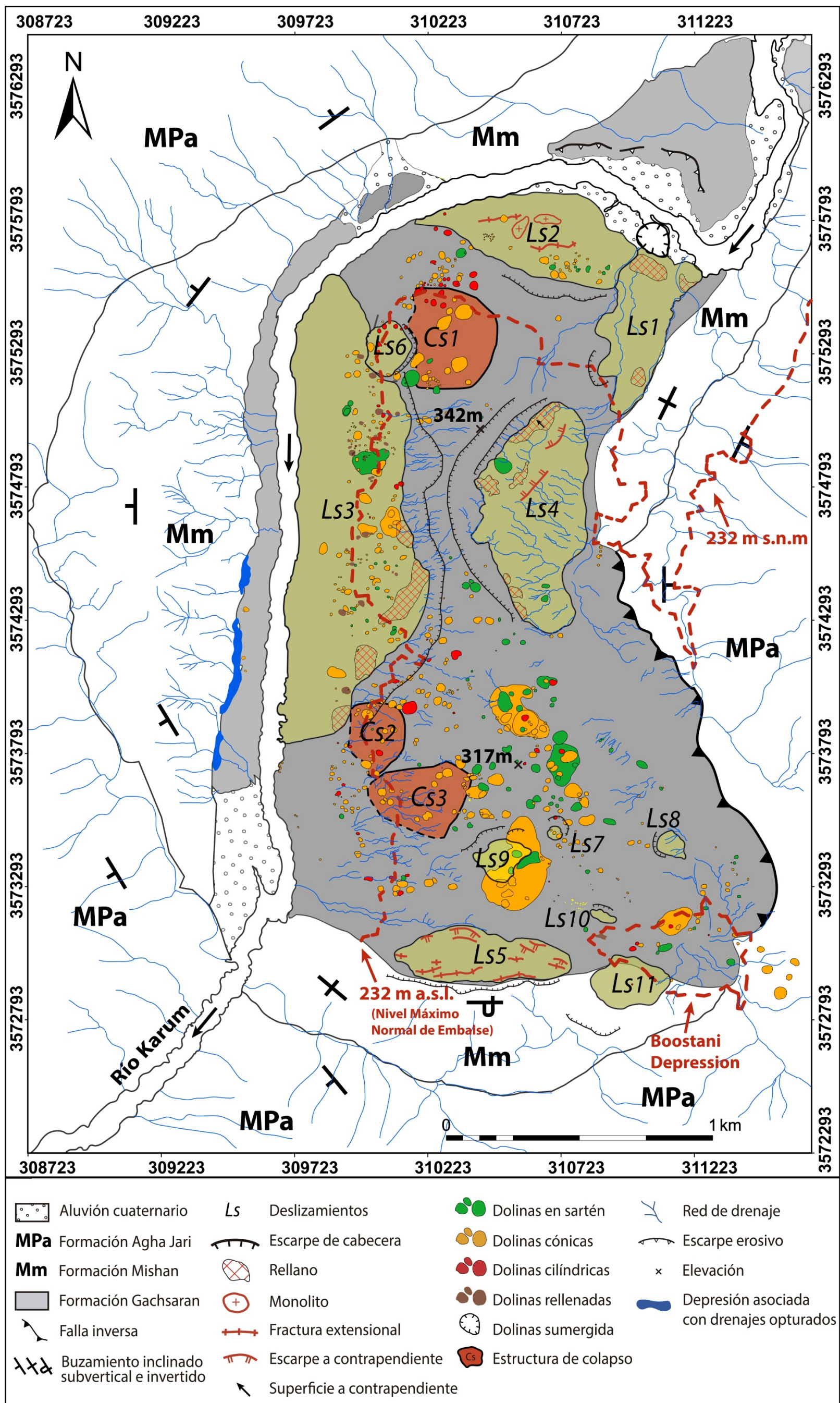


Figura 11. Mapa geomorfológico del Ambal ridge mostrando las principales morfologías relacionadas con la subsidencia por disolución, deslizamientos y los recientes fenómenos de inestabilidad inducidos por la puesta en carga del embalse.

Algunos drenajes consiguen atravesar esta cresta erosionándola y llegando al río, mientras que otros acaban rellenos de sedimento, en depresiones cerradas o siendo desviados hacia zonas de menor resistencia al desplazamiento (Figuras 10 y 11).

- El Río Karum ha sido desviado en la zona norte del domo hacia el oeste (Fig.5). En esta zona norte el cauce muestra una curva cerrada y es tras esta curva donde se muestra en la margen derecha del río un escarpe erosivo reciente relacionado con la erosión fluvial
- En la margen izquierda del río, existen numerosos afloramientos de Halita (Fig.2). La anómala presencia de sal expuesta asociada a un gran río puede estar relacionada con un rápido desarrollo de la erosión fluvial.

## **5.2. Deslizamientos**

Un total de once deslizamientos han sido identificados en el Ambal ridge (Ls1-Ls11), la mayoría de ellos se han desarrollado en la Formación rica en Halita Gachsaran (Figuras 3 y 11). Sus principales parámetros morfométricos se encuentran indicados en la Tabla 3. Las masas desplazadas en los movimientos de ladera cubren un total de  $1,3 \text{ km}^2$ , lo cual representa el 33% del domo salino, y poseen un volumen total estimado de entre  $20$  y  $70 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  considerando sus valores mínimos y sus valores más probables. Los grandes deslizamientos ocurren preferentemente en las pendientes de la zona norte y oeste, asociados con el Río Karum. Estas son las pendientes con mayor relieve local y pendiente, sobre empinadas y erosionadas debido a la presencia erosiva del río combinada con el ascenso halocinético. Los deslizamientos Ls1 y Ls2, localizados en la zona norte, serán completamente sumergidos por el embalse. Alrededor del 76% del área del deslizamiento Ls3, el mayor movimiento de ladera se encuentra situado bajo el NMRL (232 m s.n.m). El pie del Ls11, situado en el margen sur de una gran depresión cerrada (Boostani depression), se espera que sea afectada por el recrecimiento del embalse (Fig.3). Probablemente, esta gran depresión kárstica será inundada mediante la infiltración de agua formando un lago aislado al SE del domo salino.

### **5.2.1 Deslizamiento 1 (LS1)**

Este elongado movimiento de ladera de tipo flujo presenta 620 m de longitud frente a 266 m de anchura. Se encuentra asociado con el contacto entre la formación Gachsaran y Mishan al NE del eje del domo salino, donde los estratos presentan un cambio de pendiente predominantemente subparalela al eje del deslizamiento. La desintegración de la masa desplazada y su transformación en un flujo es favorecida por la elevada proporción de arcilla en la parte superior de la Formación Gachsaran. El cuerpo del deslizamiento se ensancha pendiente abajo y presenta un perfil convexo desde su punto más alto a su punto de menor altitud mostrando rellanos en sus zonas superior e inferior (Fig.11). La red de drenaje es bastante continua y en su mayoría se concentra en los flancos del cuerpo desplazado. No se observan dolinas en este deslizamiento. Esto tiene mucho sentido debido a la baja proporción de evaporitas en la zona superior de la Formación Gachsaran y la significativa y continua deformación producida en los cuerpos desplazados de tipo flujo, los cuales tienden a rellenar las depresiones de colapso. Al pie del deslizamiento, existe una dolina elipsoidal sumergida en el canal del río de alrededor de 140m de longitud, fácilmente identificable por un notable agujero en el banco de grabas (Figura 11).

### **5.2.2 Deslizamiento 2 (LS2)**

Este deslizamiento rotacional, 357 m de longitud y 663 m de anchura, con un volumen estimado de  $4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ , representa el colapso gravitacional en el sobre empinado eje norte del domo salino.

<b>Deslizamiento</b>	<b>Tipo</b>	<b>Longitud (m)</b>	<b>Anchura (m)</b>	<b>Relieve local (m)</b>	<b>Posición respecto del MNRWL (m)</b>	<b>Área (m<sup>2</sup>)</b>	<b>% área del domo</b>	<b>Pendiente (grados)</b>	<b>Volumen (m<sup>3</sup>)</b>	<b>Volumen mínimo (m<sup>3</sup>)</b>
<b>L1</b>	F	620	266	148	8	124020	3,04	23,43	2981048	546102
<b>L2</b>	R	357	663	27	-118	176638	4,33	7,55	3998052	1163006
<b>L3</b>	R	493	1645	148	1	619757	15,20	29,16	54256577	17420927
<b>L4</b>	R	430	855	51	58	248264	6,09	11,81	6971871	1648880
<b>L5</b>	R	186	656	42	85	88950	2,18	22,21	1512546	399809
<b>L6</b>	R	160	211	67	46	24308	0,60	39,66	820913	623894
<b>L7</b>	R	51	54	6	65	2198	0,05	11,71	17958	13648
<b>L8</b>	R	98	101	31	78	7914	0,19	30,64	110375	83885
<b>L9</b>	R	126	167	22	45	20505	0,50	17,29	386549	293777
<b>L10</b>	R	37	100	11	22	3052	0,07	28,90	20916	15896
<b>L11</b>	R	212	225	42	35	42078	1,03	19,56	1071707	814497

**Tabla 3.** Tipología y parámetros morfométricos de los mayores deslizamientos identificados y descritos en esta investigación. La longitud y anchura corresponden con las dimensiones horizontales de los cuerpos desplazados. El volumen se indica como estimaciones aproximadas considerando una superficie de rotura elipsoidal (Volumen) y con un perfil de rotura longitudinal (Volumen mínimo) (ver explicación en el texto). S-F: Deslizamiento tipo flujo. R: Deslizamiento tipo rotacional. NMLR: Nivel Máximo de Embalse (Normal maximum reservoir level).

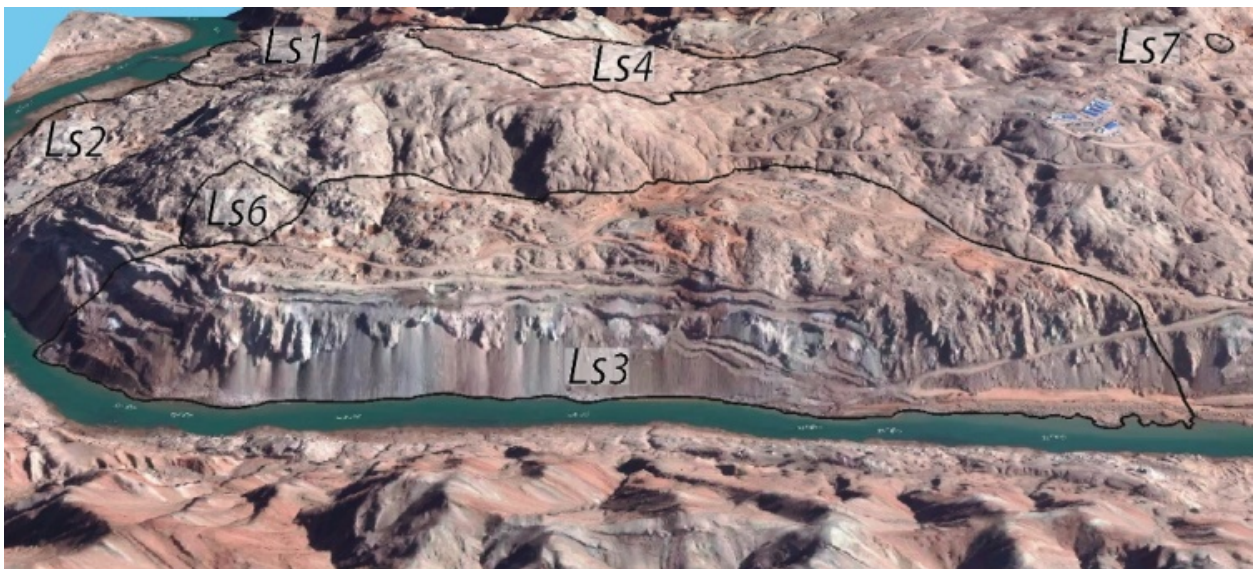


La masa deslizada con una muy baja convexidad, junto con la actividad halocinética ha causado la desviación del Río Karum, el cual muestra signos frescos de escarpes erosivos en el margen opuesto (Figura 11). El deslizamiento muestra un vistoso escarpe de cabecera en su mitad oriental junto con un borde superior lineal. El cuerpo deslizado muestra en general una topografía plana con presencia de numerosas irregularidades tales como: (1) trincheras o grietas subperpendiculares a la dirección de desplazamiento; (2) monolitos de Gachsaran principalmente compuestos de yeso masivo; (3) numerosas pequeñas dolinas de aspecto reciente, mayormente concentradas en la mitad oeste al pie del escarpe de cabecera, que son principalmente de morfología cónica y cilíndrica y se encuentran muy agrupadas pero muestran un grado limitado de coalescencia; (4) tenues drenajes preexistentes interrumpidos por la deformación superficial relacionada con el movimiento del cuerpo deslizado y la generación de dolinas. Hoy en día, el deslizamiento Ls2 se encuentra completamente sumergido por el embalse.

### 5.2.3 Deslizamiento 3 (LS3)

Este deslizamiento con un eje mayor orientado N-S presenta una gran elongación, está relacionado con el sobre empinamiento del flanco occidental del Ambal ridge asociado al Río Karum. En esta área los estratos tienen una dirección preferente paralela al valle (Figura 11).

Es el mayor deslizamiento, cubre más del 15% del domo salino ( $0,6 \text{ km}^2$ ) y un 45% de la sección del río en contacto con la estructura halocinética. La masa deslizada tiene 493 m de longitud y 1645 m de anchura con un volumen aproximado de  $54 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Por lo que se conoce, este es el mayor deslizamiento documentado en una extrusión salina a lo largo del mundo. Este deslizamiento rotacional presenta un degradado escarpe de cabecera, y la parte superior trasera de la masa deslizada forma un gran rellano. Estas morfologías están claramente superimpuestas por la geometría general del domo (Figura 12).



**Figura 12.** Vista oblicua del flanco occidental del Ambal ridge asociado al Río Karum generada con el MDE y una imagen de satélite. Algunos de los principales deslizamientos aparecen indicados.

El eje superior de la masa deslizada se encuentra claramente definido por (1) un cambio brusco en la pendiente; (2) la interrupción de drenajes; y (3) rellanos resultado de la planta de grandes depresiones rellenas de sedimento (Figura 13).



**Figura 13.** Fotografía de la parte superior del deslizamiento Ls3 en el sector sur del mismo. Muestra el empinado escarpe de cabecera y los grandes rellanos visibles por los recientes depósitos sin consolidar. Notar la gran fracturación y dilatación de las rocas de la Formación Gachsaran en el lado derecho de la imagen, y el Río Karum en la esquina superior derecha. Imagen tomada en enero de 2010.

Aunque el deslizamiento presente un comportamiento como si fuera un cuerpo coherente, la exposición de la Formación Gachsaran muestra una gran densidad de fracturas dilatadas. Por otra parte, en el deslizamiento Ls3, las dolinas muestran patrones muy diferentes comparados con las áreas fuera de un cuerpo deslizado. La parte superior de la masa deslizada con una pendiente más suavizada posee una elevada densidad de dolinas recientes y de pequeño tamaño con morfologías cónicas y cilíndricas, sugiriendo el reciente desarrollo de un gran número de ellas. El desplazamiento del cuerpo ha generado una superficie relativamente plana con una densa red de fracturas y rocas dilatadas dentro del cuerpo. Esto favorece en gran medida la infiltración de agua, la disolución subsuperficial de sal y con ello los procesos de colapso. Las dolinas en las zonas del domo que no presentan afección por deslizamientos generalmente poseen mayor tamaño y degradación, mostrando a su vez un mayor grado de coalescencia. Las secciones inferiores del deslizamiento presentan fuertes pendientes que limitan la infiltración por lo que no se encuentran afectadas por dolinas y presentan una red más bien continua de barrancos. Esta parte inferior del deslizamiento excavada por el río muestra (1) abundante exposición de materiales salinos con presencia de cavidades, (2) marcas de disolución lineal generadas por crecidas del río y (3) zonas escarpadas cuya inestabilidad genera caída de bloques que se acumulan cerca del río y son rápidamente disueltos (Figura 2). El deslizamiento Ls6 se encuentra superpuesto en la parte superior norte del Ls3 mostrando grietas frescas, así como un marcado y reciente escarpe de cabecera. Imágenes de Septiembre de 2013 nos muestran una reactivación inducida por el recrecimiento del embalse. A fin de reducir la disolución de la sal por el agua del embalse, este flanco del domo fue modificado, retaluzado y cubierto por una manta de arcillas de 8-15 m de espesor, posteriormente protegida por rip-rap.

#### **5.2.4 Deslizamiento 4 (LS4)**

Este deslizamiento rotacional se desarrolla en los sedimentos ricos en arcilla de la Formación Gachsaran en la zona oriental del domo. Posee un escarpe de cabecera con forma de anfitea-

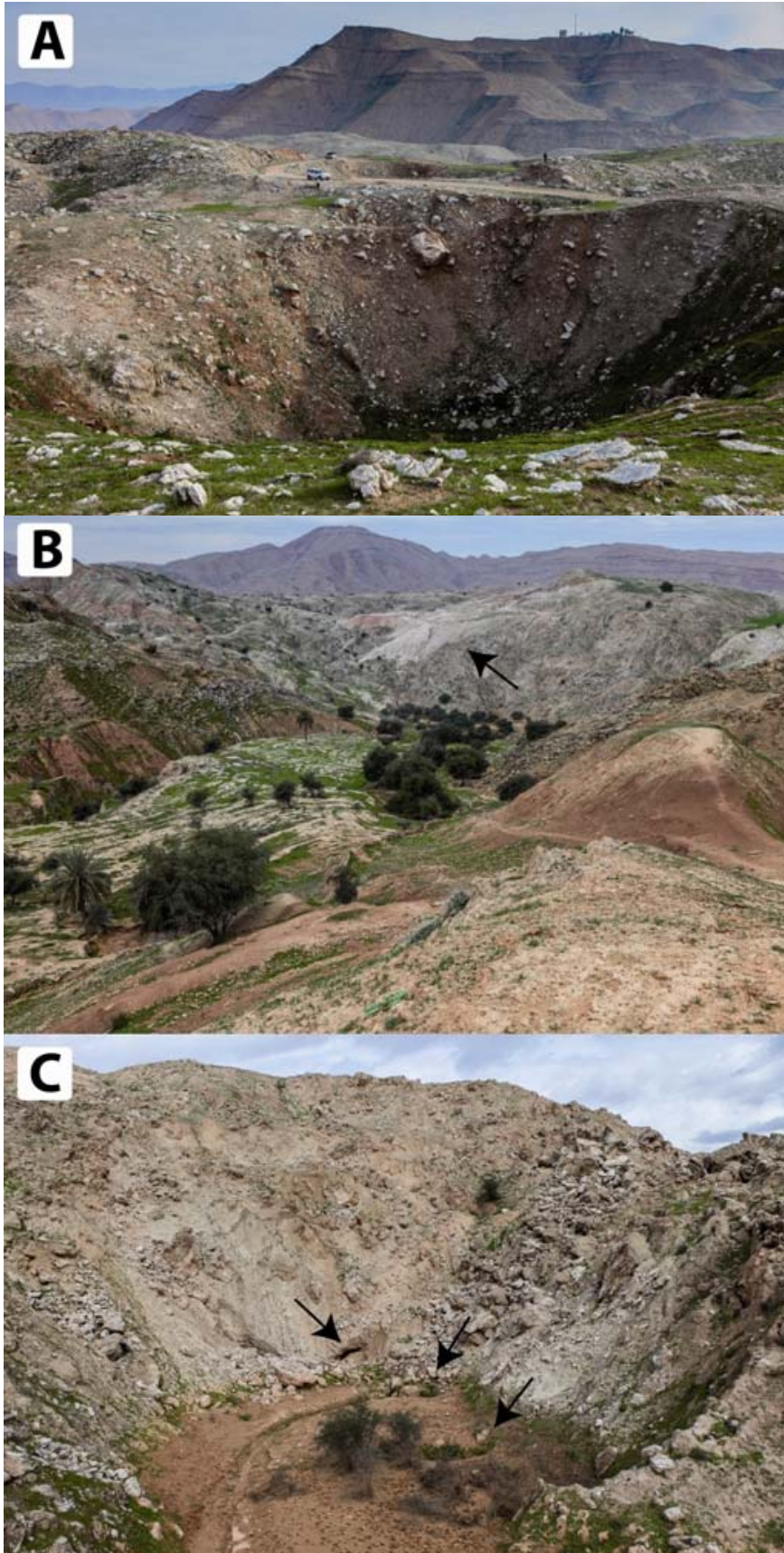
tro, el cual genera una gran ensenada otorgándole al domo su característica forma arriñonada. La masa desplazada tiene 430 m de largo frente a 855 m de anchura con un volumen estimado de  $7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Su parte superior muestra una serie de rellanos y depresiones cerradas, localmente inclinados a contrapendiente y con un aspecto degradado. Estas formas pueden estar relacionadas tanto con la rotación del cuerpo deslizado como con el desarrollo de grabens controlados por el plano principal de deslizamiento con fallas secundarias antitéticas. La parte media y baja de la masa deslizada presenta una muy bien jerarquizada red de drenaje sin presencia de dolinas, indicando su escasa actividad.

### 5.2.5 Deslizamiento 5 (LS5)

Orientado en dirección E-O, este elongado deslizamiento se encuentra localizado en la parte sur del domo salino. Aquí los estratos Neógenos verticales llegan a invertirse, buzando localmente hacia el sur. La parte superior de la superficie deslizada parece estar controlada por el contacto entre la Formación Mishan y Gachsaran. La parte inferior del plano de rotura rompe necesariamente a través de los estratos sobre empinados. La masa deslizada presenta 186 m de longitud, 656 m de anchura y un volumen estimado de  $1.5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Este deslizamiento presenta una apariencia fresca y reciente sin una red de drenaje jerarquizada en él. La parte superior presenta una topografía en cresta y numerosas y profundas grietas perpendiculares a la dirección de desplazamiento en el cuerpo movilizado, atribuibles a la deformación extensional. La parte inferior muestra varios escarpes a contrapendiente los cuales pueden estar relacionados con la verticalización e inversión de los estratos. El pie de la masa desplazada con una marcada convexidad ha conseguido desviar los drenajes que transcurrían bajo él.

## 5.3. Dolinas

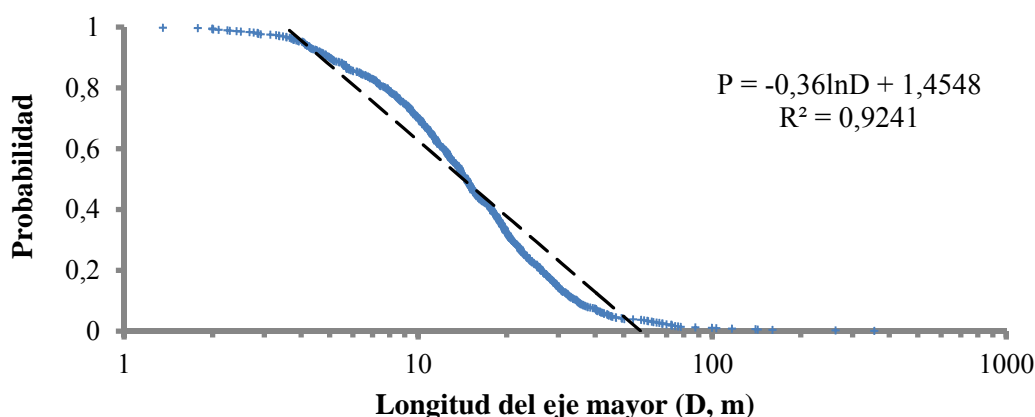
Ambal ridge posee una red de drenaje caótica sin ningún patrón de distribución debido a la gran densidad de dolinas. Muchas de estas pueden actuar como ponors o sumideros (Figura 11). Un total de 693 dolinas han sido identificadas y dibujadas, cubriendo un total del 6,7% del área del domo. Estas presentan una densidad de 170 dolinas/km<sup>2</sup>. Desde una perspectiva genética, la mayoría de las depresiones cerradas corresponden con dolinas generadas por la disolución de materiales a cierta profundidad (Waltham et al., 2005; Gutiérrez et al., 2014b). La karstificación salina ocurre principalmente bajo una zona de meteorización (cubierta rocosa o cubierta de suelo, caprock o capsoil) de espesor variable y empobrecida en halita por disolución diferencial consistiendo principalmente en yeso meteorizado y sedimentos arcillosos (e.g., Bruthans et al., 2009; Zarei et al., 2012; Frumkin, 2013). Tres morfotipos de dolinas han sido diferenciados los cuales representan una secuencia evolutiva y presentan cierto significado cronológico; cilíndricas, cónicas y de forma de sartén. Las dolinas de colapso en su estado inicial son agujeros de paredes verticalizadas con bordes afilados y geometría cilíndrica. Este tipo de dolinas evoluciona progresivamente a depresiones con geometrías cónicas o tronco-cónicas por la erosión de los bordes y la acumulación de los sedimentos erosionados en la parte inferior (Figura 14A). Las dolinas en su estado de madurez alcanzan una morfología similar a una cacerola o sartén, con una elevado ratio de longitud frente a profundidad y suavizándose sus bordes. Esta secuencia de degradación implica un incremento en el área y espesor de sedimento así como un decrecimiento en la profundidad. Por otra parte, esta ampliación del área junto con el suavizamiento de los bordes nos conduce a la coalescencia y unión de las depresiones o dolinas adyacentes. Esto da lugar al desarrollando de las dolinas complejas o uvalas. Este proceso tiene relevantes implicaciones en los atributos morfométricos de las dolinas: (1) gran aumento en el área y los ejes mayores de las depresiones; (2) disminución de la densidad de dolinas si son medidas como número de depresiones por unidad de área; y (3) el incremento en la densidad de dolinas si esta se realiza como porcentaje de área afectada por dolina.



**Figura 14.** Depresiones kársticas. A) dolina cónica en la parte superior del domo. Notar el elevado porcentaje de arcillas y la gran fracturación de los materiales de relleno. B) Vista general desde el O de la Boostani depression. La flecha señala a la escombrera de la mina de sal situada al sur. C) Dolina situada en el fondo de la Boostani depression con abundantes ponors (flechas). Imagen tomada en enero de 2010.

Las dolinas cilíndricas muestran en su mayoría una geometría subcircular en planta, mientras las de tipo cónico y especialmente las de tipo sartén muestran unos ratios mayores de elongación (eje mayor/eje menor) y ejes más irregulares. El ratio de elongación medio de las dolinas inventariadas es 1,35, y la media del índice de circularidad 0,94. El anterior índice es dado por el ratio entre el área real de la dolina y el área de un círculo con el mismo perímetro (Denizman, 2003). Este ratio es 1 para círculos y se reduce con la elongación e irregularidad de los polígonos del área. La media de las longitudes de los ejes mayores de las dolinas digitalizadas es 19,4 m, la dolina más grande alcanza 355 m, y el 78% de las dolinas tiene menos de 25 m de diámetro.

Una relación de magnitud frecuencia ha sido construida considerando la longitud de los ejes mayores (D) de las 693 dolinas y el número de dolinas que iguala o sobrepasa estos valores (Figura 9). Se ha realizado un gráfico de los ejes mayores (D) en escala logarítmica, frente a la probabilidad (P) lo que muestra una tendencia lineal para la gran parte de los datos. Esta tendencia puede ser descrita con un alto grado de ajuste ( $R^2=0,92$ ) mediante una función logarítmica (Figura 15). Estas relaciones de escala han sido usadas para otros procesos de riesgos geológicos como terremotos (Gutenberg y Richter, 1954), erupciones volcánicas (Pyle, 2000) o deslizamientos (e.g. Malamud et al., 2004), todas ellas descritas satisfactoriamente, lo que indica que los eventos de baja magnitud son mucho más frecuentes que los de gran magnitud (Malamud, 2004).

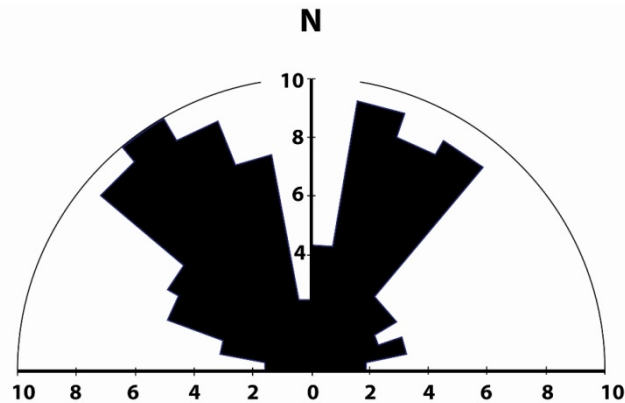


**Figura 15.** Gráfico magnitud de frecuencia producido con los datos de los ejes mayores de las 693 dolinas identificadas en el Ambal ridge.

Los datos representados muestran un patrón sigmoideal, con una mayor desviación de la línea de regresión para las dolinas menores de 5 m y las mayores de 50 m. La aparentemente baja frecuencia de dolinas menores puede venir relacionada con un inventario incompleto para esos tamaños así como un tamaño de umbral mínimo determinado por la resistencia mecánica del material que recubre las cavidades. La aparente elevada probabilidad de depresiones mayores de 50 m puede ser explicada por la incorporación de un proceso secundario, conocido como la coalescencia de las dolinas adyacentes; i.e. los tamaños registrados son la suma de las dimensiones de una o más dolinas. Un patrón similar es observado en las dolinas recientes principalmente inducidas por desplazamiento interno del agua en Hamedan, Montañas Zagros, Irán (Taheri et al., 2014).

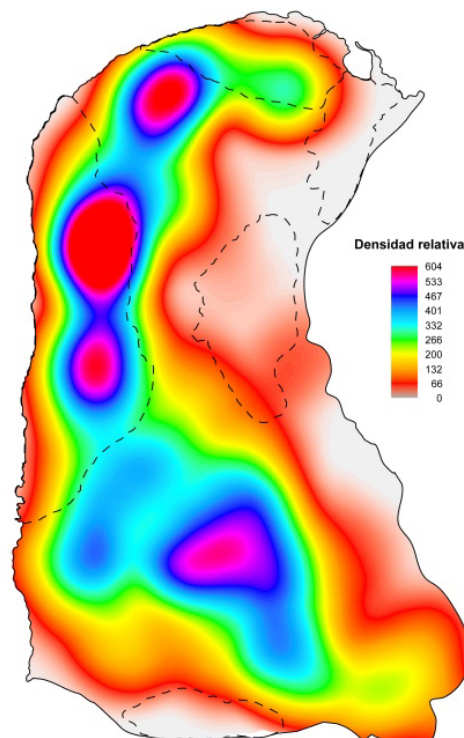
El azimut de los ejes mayores de las dolinas ha sido representado en un diagrama de frecuencia considerando intervalos de diez grados (Figura 16). El gráfico muestra una clara elongación preferente en las direcciones NNE y NO. Estas direcciones no encajan con la orientación N-S del domo salino, la cual es la dirección dominante de acomodación de la Formación Gachsaran (Figura 3). Estas formas sugieren que la disolución salina es controlada por fracturas con direcciones predominantemente NW-SE y NNE-SSW paralelas y subperpendiculares a la estructura

principal de plegamiento y cabalgamiento (Figura 1).



**Figura 16.** Diagrama de rosa ilustrando la frecuencia de las orientaciones de las dolinas. Construido con la dirección de los ejes mayores considerando un intervalo de  $10^\circ$ . La escala está en porcentajes.

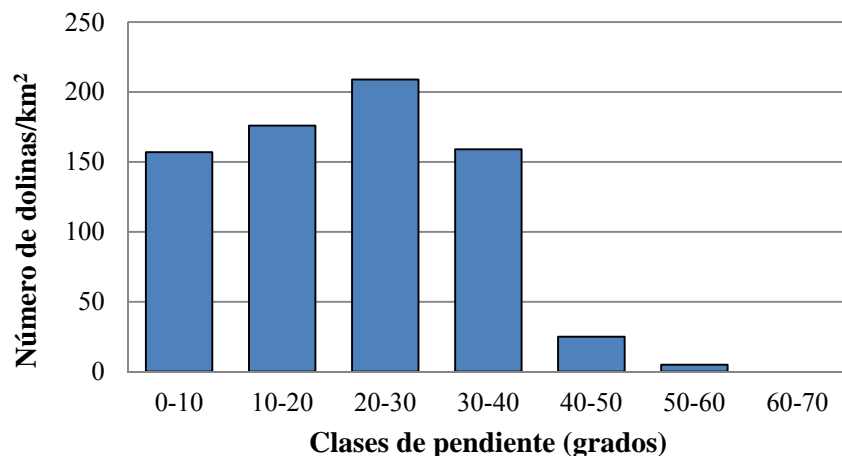
Las dolinas están irregularmente distribuidas a lo largo del Ambal ridge. Un modelo de densidad fue producido para las dolinas. Este se hizo utilizando una función Kernel considerando un radio de 300 m (Figura 17). Esta función calcula la densidad para cada pixel, calculando el número de centroides de dolinas localizados dentro de un área circular de radio dado (300 m) y asignándoles a estos un peso dependiendo de su distancia al centro del radio. El valor es mayor en la ubicación del punto y disminuye a medida que aumenta la distancia desde el punto y alcanza cero en la distancia Radio de búsqueda (Silverman, 1986). El modelo de densidad muestra un gran grado de dolinización en el sector occidental de Ambal ridge asociado con el Río Karum (Figuras 11 y 17). Alrededor del 65% de las dolinas se dan en la mitad occidental del diapiro, dividido por un eje imaginario equidistante de los ejes laterales. Este patrón parece estar controlado por el mayor gradiente topográfico e hidráulico, y probablemente por una mayor proporción de sal, ya que las unidades más ricas en arcillas de la formación Gachsaran se encuentra en la margen occidental del río (Figuras 4 y 5).



**Figura 17.** Modelo de densidad de dolinas generado con función Kernel y radio de búsqueda de 300 m.

El mapa de densidad revela tres zonas con una relativa mayor concentración de depresiones (Figura 17): (1) Un sector al norte entre los deslizamientos Ls2 y Ls3, el cual está dominado por dolinas de morfología cónica y cilíndrica. Esta área presenta materiales con una gran karstificación, coincide en gran medida con una estructura de megacolapso inducida por el recrecimiento del embalse (CS1 en la Figura 5). (2) Un cinturón de dirección N-S también dominado por dolinas frescas de morfología cilíndrica y cónica. Este cinturón se encuentra asociado con la parte superior del deslizamiento Ls3. Es aquí donde el desarrollo de dolinas es mayormente propiciado y favorecido por el cambio de la pendiente, presentando una topografía plana en la cabecera del deslizamiento. Esto produce una buena área de infiltración así como una roca con una alta permeabilidad relacionada con la deformación por el desplazamiento. (3) El área elevada en la mitad sur del domo, la cual forma un área de relativo gran tamaño y bajo gradiente. Este sector sin la presencia de casi barrancos está marcado por la presencia de morfologías de sartén y tipo cónicas mostrando un elevado grado de coalescencia entre dolinas. Esta es una claramente una superficie geomorfológica más antigua que la del deslizamiento Ls3.

Un histograma ilustra la densidad de dolinas con respecto a la pendiente, habiendo sido esta agrupada de diez en diez grados. Este histograma trata de mostrar la relación de la pendiente con el desarrollo de las dolinas (Figura 18). La densidad de las dolinas varía de 150 a 210 dolinas/km<sup>2</sup> para los grupos de pendientes entre 0 y 40 grados. En contraste con estos datos, las clases de 40-50, 50-60 y 60-70 presentan densidades de 25, 5 y 0 dolinas/km<sup>2</sup> respectivamente. Esto sugiere algún tipo de restricción de pendiente para la formación de dolinas a partir de 40 grados. Un elevado gradiente topográfico previene en gran medida la infiltración y favorece el flujo sobre la superficie, mientras que la karstificación subsuperficial es mucho mayor en las zonas más llanas (Ford y Williams, 2007).



**Figura 18.** Histograma mostrando la densidad de dolinas para las diferentes clases de pendiente en el Ambal ridge. Notar el brusco decrecimiento en las áreas con pendientes superiores a 40 grados.

La observación directa del mapa geomorfológico muestra claramente que las dolinas en el Ambal ridge no poseen una distribución aleatoria, pero sí una clara agrupación (Figura 11). Aparecen grandes áreas con la práctica ausencia de dolinas, especialmente en el sector oriental. Por otro lado existe cinturón con forma de arco en el cual las dolinas son especialmente abundantes y presentan un elevado agrupamiento. Esta relativa distribución de las dolinas (dispersión contra agrupamiento) ha sido cuantificada para la totalidad del domo mediante el Nearest Neighbor Index o índice de vecinos más cercanos (NNI; Clark y Evans, 1954). Este se encuentra descrito en el apartado de metodología. Los nidos de dolinas dentro de grandes depresiones han sido excluidos para evitar valores incongruentes. Por otra parte, dado el considerable número de grandes depresiones, los contornos de las dolinas han sido utilizados para computar la distancia entre los

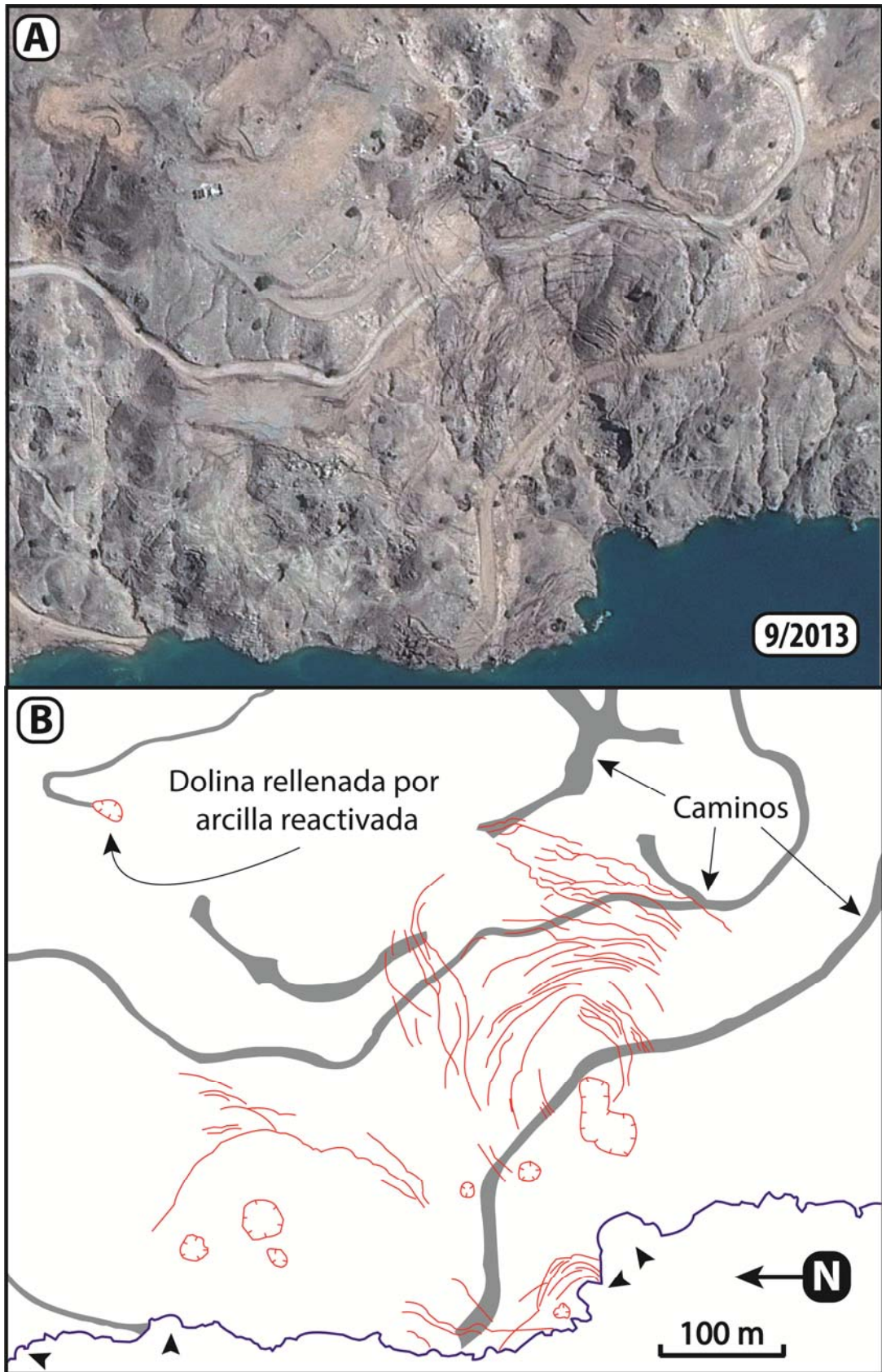
vecinos más cercanos frente a los centroides. La distancia entre centroides de dos grandes depresiones daría valores elevados en la distancia, sin embargo esas dolinas se encuentra pegadas o muy cercanas entre sí. Un NNI de 0,3 ha sido calculado dando un Z-Score de -12,11, lo que nos indica una distribución muy agrupada y con ese valor Z se descarta la posible hipótesis nula. Un NNI igual a 2.1491 nos indica un nivel máximo de dispersión con un patrón uniforme hexagonal, un 1 sería una distribución totalmente aleatoria y finalmente el 0 como el máximo agrupamiento. La distribución general de las dolinas, su edad relativa y su elevado grado de agrupamiento poseen una relevante implicación a la hora de evaluar la susceptibilidad de la zona.

Antes del inicio de la puesta en carga del embalse, un buen número de dolinas fueron rellenadas con material arcilloso para reducir la infiltración de agua, la karstificación y con ello la incorporación de sal disuelta en el reservorio. Alrededor del 95% de estas depresiones se encuentran localizadas el deslizamiento Ls3. En la esquina SE del domo salino existe una depresión cerrada llamada Boostani depression (Figuras 11 y 14B). Esta gran depresión kárstica presenta un drenaje centrípeto, numerosos enjambres o nidos de dolinas y grandes ponors (Figura 14C). La base de Boostani depression está situada a 216 m s.n.m., por lo tanto por debajo del NMLR. Como consecuencia de esto es de esperar que esta depresión acabe siendo inundada mediante la infiltración de aguas por el incremento del nivel del embalse. Eventualmente, puede generarse un lago de hasta 15m de profundidad cubriendo un área de alrededor de 128.000 m<sup>2</sup>. Posteriormente mediante fusión de la imagen Landsat OLI con su pancromático para aumentar la resolución, se ha mostrado que ya se haya inundada.



**Figura 19.** Imagen OLI con una composición de falso color 543 fusionada con la banda pancromática para el aumento de su resolución. Está centrada en la estructura diapírica del Ambal ridge, y nos permite observar como ya se ha inundado parte de la Boostani depression.





**Figura 20.** Gran estructura de colapso inducida por la puesta en carga del embalse de Gotvand en la ladera SO. A) Imagen Google Earth. B) Esquema de la distribución de las principales rupturas superficiales inducidas por el embalse antes de septiembre de 2013. Se observan colapsos de nueva formación (polígonos con líneas), grandes escarpes y fisuras con patrones concéntricos afectando a los caminos. Las flechas señalan las morfologías de la línea de costa provocadas por dolinas parcialmente sumergidas.

#### 5.4. Grandes estructuras de colapso

La puesta en carga del embalse de Gotvand ha inducido el desarrollo de tres grandes estructuras de colapso (CS1, CS2, y CS3) en las laderas del Ambal ridge asociadas con el Río Karum (Figura 5). Estas peculiares estructuras de escala hectométrica son claramente reconocibles en las imágenes de satélite de Septiembre del 2013, adquiridas 23 meses después de las pruebas de llenado (Figura 13). Las estructuras de colapso comprenden fisuras con forma de media luna y escarpes con patrones concéntricos y una concavidad orientada cuesta abajo que recuerda a una media dolina. Estas superficies de ruptura muestran un significativo hundimiento en su parte central con un desplazamiento vertical y horizontal. Las zonas interiores del CS2 y CS3 muestran grandes dolinas de colapso de reciente formación. Estos movimientos de masa presentan rasgos característicos de los colapsos, dominados por un esfuerzo vertical y de los deslizamientos por un desplazamiento horizontal significativo. Las rupturas superficiales han obturado numerosos barrancos y caminos. La mayoría de estos caminos fueron construidos entre 2010 y 2011 para la aplicación de las medidas correctoras (Figura 13).

La estructura de colapso CS1 se encuentra localizada en el sector noroeste del domo salino, entre los deslizamientos Ls2 y Ls3 en un área con una elevada densidad de dolinas (Figura 5). Se trata de una estructura de aproximadamente 220 m según se observa en las imágenes del 2013. CS2 y CS3 están localizadas al sur del deslizamiento Ls3. CS2 posee 230 m de anchura y contiene tres dolinas de colapso de reciente formación de más de 35m de diámetro. CS3 a su vez tiene una anchura de 280 m e incluye dos dolinas de coalescencia de nueva formación de 75 m de longitud. Esta estructura de colapso comprende dos sistemas de rupturas superficiales. El superior atraviesa y corta al inferior, indicándonos la expansión hacia arriba de este fenómeno de inestabilidad (Figura 13).

## 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El Ambal ridge –en el valle del Río Karum, en las Montañas Zagros– es una porción emergente de un diapiro salino desarrollado en la Formación Miocena Gachsaran presentando un contacto concordante general (no diapírico) con el resto de unidades Mio-Pliocenas. Esta estructura salina se encuentra localizada dentro del Dezful Embayment en el Simply Folded Belt. Es aquí donde el espesor de la formación Gachsaran y su contenido en Halita presenta sus máximos valores (Bahroudi y Koyi, 2004). Los sondeos perforados en la mitad occidental, con una longitud total de 2,3 km indican una proporción media y máxima de Halita del 18% y el 41% respectivamente. Las secciones relacionadas con las morfologías kársticas (cavidades, colapsos y brechas), incluyendo cavidades de más de 10 m bajo el lecho del río, obtienen un 21% de la longitud total. Estos datos indican que el contenido original de Halita fue mucho mayor de un 18% y que la roca constituyente del Ambal ridge consiste en una roca masiva con una elevada karstificación y una elevada conductividad hidráulica.

Varia líneas de investigación indican que el domo salino de Ambal es actualmente una estructura halocinética activa: (1) la Formación Gachsaran, en contraste con su patrón regional forma un relieve prominente con una extensa exposición de sal asociada con un gran río (Figura 2); (2) una brusca variación de la dirección del Río Karum alrededor del domo; y (3) barrancos obturados y desviados por el levantamiento de las evaporitas en la margen derecha del río (Figuras 4 y 5). Muy probablemente la localización de la estructura salina se ve favorecida por una discontinuidad tectónica NE-SO (posible falla de desgarre), marcado por un cambio en la estructura de plegamiento que contribuye a debilitar los materiales de recubrimiento como se observa a lo largo del mundo en otras extrusiones salinas (e.g., Talbot y Alavi, 1996; Letouzey et al., 1995).

El flujo de ascenso de la sal de Gachsaran en el Ambal ridge puede estar inducido por dos mecanismos de carga diferencial no exclusivos entre sí (Hudec y Jackson, 2007). Uno de ellos es la contracción lateral relacionada con el régimen compresivo tectónico regional. El otro es la pérdida de carga relacionada con el Río Karum. Muy posiblemente el flujo salino tiende a fluir hacia el Río Karum donde la presión litostática es mucho menor. La diferencia de altura o elevación entre los márgenes del valle y el fondo del mismo es superior a 500m. Esto indica una diferencia de carga enorme. Considerando un mínimo de densidad para los materiales de cobertura de  $2\text{g/cm}^3$  obtendríamos una carga diferencial de más de 10 MPa. Un buen número de autores ya ha documentado el flujo activo de sal a través de valles debido a la carga diferencial como revelan algunas terrazas colgadas (Kirkham et al., 2002; Lucha et al., 2012), anticlinales con ejes controlados por cauces de ríos (Huntoon, 1982; Baars, 2000) o protuberancias anómalas relacionadas con la extrusión salina (Huntoon, 1982; Gutiérrez et al., 2015).

El domo salino de Ambal se encuentra afectado por grandes deslizamientos los cuales tienen una gran capacidad de modificación de la morfología y están relacionados con la halocinesis activa. Once deslizamientos han sido identificados, cubriendo alrededor del 30-35% del domo. Cinco de con unas dimensiones superiores a  $88,950\text{ m}^2$  (Figura 11, Tabla 3). El mayor deslizamiento (Ls3) se desarrolla en el flanco occidental del domo, tiene 1645 m de longitud y cubre el 15% de este con un volumen estimado de  $54\,106\text{ m}^3$  (Figura 12). Por lo que sabemos este deslizamiento rotacional es el mayor deslizamiento de ladera desarrollado en una extrusión salina documentado en la literatura.

Varios son los factores que controlan el desarrollo y la distribución espacial de los deslizamientos en el Ambal ridge antes de la puesta en carga del embalse: (1) Una gran parte del área afectada por deslizamientos corresponde con pendientes asociadas al Río Karum (Ls1, Ls2, Ls3). Aquí, las pendientes alcanzan sus mayores relieves y se encuentran sobre empinadas por dos factores, el cauce fluvial activo y el ascenso del domo. Gutiérrez et al. (2015) sugiere que los deslizamientos traslacionales que se desarrollan en los flancos de los anticlinales salinos en los Pirineos pueden haber sido favorecidos por el crecimiento halocinético de estos. Causando así el sobre empinamiento de las pendientes y el aumento de buzamiento de los estratos. Varios autores atribuyen el desarrollo de grandes deslizamientos submarinos al sobre empinamiento de las laderas y la fracturación inducida por el levantamiento de estructuras salinas (Popenoe et al., 1993; Hornbach et al., 2007; Alves y Cartwright, 2009). (2) La Formación Gachsaran en el Ambal ridge presenta una elevada proporción de sal soluble y de débil comportamiento mecánico. La intensa karstificación de la sal, como ya han revelado los sondeos y el modelo de densidad contribuye a reducir rápidamente la resistencia de la roca mediante la formación de cavidades, los procesos de colapso y la disolución. Por otra parte la fracturación inducida por el deslizamiento incrementa sustancialmente una porosidad secundaria. Esto favorece en gran medida la karstificación a través de un proceso de alimentación cicloprogresivo. La falta de soporte basal debido al hundimiento inducido por disolución en la base de las laderas, contribuye a reducir la estabilidad de las mismas (Fig.11). Esto es respaldado por la presencia de una dolina sumergida de 140m de diámetro al pie del deslizamiento Ls1 junto con la relación espacial de Ls9 y Ls11 con depresiones de subsidencia.

Varios autores subrayan el rol desempeñado por la disolución de evaporitas en el desarrollo de fallas gravitacionales (Tsui y Cruden, 1984; Rovéra, 1993; Guglielmi et al., 2000; Seijmonsbergen y de Graff, 2006; Alberto et al., 2008; Jaboyedoff et al., 2011; Gutiérrez et al., 2012b; Carbonel et al., 2013). (3) La elevada proporción de facies arcillosas blandas en la parte superior de la formación Gachsaran parece haber favorecido el fallo de las pendientes asociadas con el contacto entre las formaciones Mishan y Gachsaran (Ls1, Ls4, Ls5). Estos son deslizamientos con casi ninguna dolina.

Sin embargo existe una gran incertidumbre acerca del posible comportamiento de los deslizamientos durante y posteriormente a la puesta en carga del embalse. Esto es debido a la falta de información y ejemplos de procesos similares en la bibliografía. La profundidad de agua en el embalse llegará a alcanzar los 130-140 en el NMLR. Los deslizamientos Ls1 y Ls2 serán completamente sumergidos junto con el 75% del Ls3. Es de esperar que el agua dulce del embalse inunde casi de inmediato la densa red de cavidades de los cuerpos deslizados, causando una rápida disolución, haciéndoles perder soporte basal y favoreciendo un desplazamiento de tierra con una elevada componente vertical. El deslizamiento Ls6 ya ha sido reactivado como muestran las fisuras frescas y los escarpes desarrollados en su parte superior o de cabecera. Esto es fácilmente reconocible en las imágenes de satélite de septiembre de 2013.

El Ambal ridge presenta una elevada densidad de dolinas. La mayoría se encuentra relacionada con la disolución salina bajo los residuos kársticos superficiales (caprock o capsoil). Las dolinas de nueva formación con morfologías cilíndricas evolucionan sucesivamente a morfologías de tipo cónico y posteriormente de sartén debido a la progresiva regresión de sus márgenes y la deposición de los materiales en su base. Las 693 dolinas identificadas nos dan una densidad de 170/km<sup>2</sup> y un porcentaje con respecto al área total del domo de 6.7% (Figura 11). Zarei y Raeisi (2010) identificaron 2631 dolinas en 37.4 km<sup>2</sup> en la extrusión salina de Konarsiah en la serie Hormuz en las Montañas Zagros. Aquí las dolinas presentan una densidad de 70 /km<sup>2</sup> y cubren un 11.2% del domo. La inversión de los valores esta principalmente relacionada con el gran tamaño de las depresiones en el diapiro Konarsiah, con un tamaño medio y máximo de 30 m y 774m respectivamente.

La relación de magnitud frecuencia de las dolinas en el Ambal ridge puede ser descrita satisfactoriamente con una función logarítmica (Figura 15), así como es común en los diferentes casos de eventos de riesgo geológico (Smith, 1996), incluyendo dolinas (Taheri et al., 2014). La desviación entre la relación de escala y la distribución magnitud frecuencia para dolinas menores de 5m y mayores de 50m puede ser atribuida a: (1) inventario incompleto para las dolinas pequeñas; (2) un umbral mínimo relacionado con la resistencia mecánica de los techos de las cavidades; y (3) la coalescencia de dolinas cercanas.

Las dolinas ocurren preferentemente con un elevado grado de agrupamiento a lo largo de un cinturón arqueado en la mitad occidental del domo y en la relativamente plana elevación del sur (Figura 11). El gran agrupamiento es apoyado por en análisis de vecino más cercano (NNI) con un valor de 0.3, en contraste con el valor de 1.0 obtenido por Zarei y Raeisi (2010) en el diapiro salino de Konarsiah donde las dolinas muestran una marcada distribución aleatoria sin ningún tipo de control estructural. El patrón espacial en el Ambal ridge parece estar controlado por los siguientes factores: (1) una probable mayor proporción de sal a lo largo del cinturón de dolinas; (2) un mayor gradiente hidráulico en la mitad occidental del domo asociada con el río; (3) el desarrollo de un gran deslizamiento (Ls3) que crea una superficie inferior llana tras una rotura de pendiente compuesto por evaporitas muy fracturadas; (4) una relativa topografía plana en la elevación sur del domo, lo que favorece la infiltración. El factor pendiente claramente controla el desarrollo de las dolinas, con un brusco descenso de esta densidad en las inclinaciones superiores a 40 grados. En el diapiro Konarsiah, las dolinas también muestran una reducción notable de la densidad con el incremento de la pendiente por encima de 40% donde las dolinas están casi ausentes (Zarei y Raeisi, 2010; Zarei et al., 2012).

Las dolinas más antiguas tienen lugar en la elevación sur del domo, donde grandes dolinas de morfología cónica y sartén presentan un elevado grado de coalescencia. En contraste con esto, en la mitad occidental del domo, incluyendo el deslizamiento Ls3 las dolinas son de menor tamaño y predominantemente cilíndricas y cónicas y muestran un menor grado de coalescencia. Un patrón muy diferente es el que nos encontramos en el diapiro de Konarsiah, donde la sal se eleva

a través de dos zonas y se extiende lateralmente. En este caso las dolinas más pequeñas y recientes ocurren en las áreas asociadas con las zonas de extrusión y van aumentando de tamaño y degradándose progresivamente hacia las partes más antiguas situadas en los márgenes donde los materiales de cobertera o capsoils son generalmente menores (Zarei y Raeisi, 2010; Zarei et al., 2012).

La disolución subsuperficial relacionada con la puesta en carga del embalse de Gotvand es de esperar que genere y reactive un gran número de dolinas. Es probable que los procesos de subsidencia inducidos por el ser humano se presenten en una frecuencia espacio temporal mucho más reducida con una densidad incluso mayor. El desarrollo de dolinas también puede mostrar una migración hacia el interior del diapiro, alejándose de la orilla en contacto con el embalse. Por otra parte, Boostani depression será inundada por el agua de infiltración formando un lago inicialmente desconectado del reservorio.

En septiembre de 2013, la puesta en carga del embalse había inducido tres grandes estructuras de colapso de entre 220 y 280 m de anchura en la ladera occidental del Ambal ridge, especialmente asociados con el cinturón de dolinas. Estas estructuras activas son expresada en superficie como grandes sistemas de fisuras concéntricas y escarpes orientados hacia el centro con desplazamiento vertical y horizontal. También presentan la formación de nuevas dolinas de colapso en sus sectores centrales. Las estructuras de colapso, no tienen equivalentes en la literatura revisada ya que están relacionadas con una génesis bastante peculiar. Es de esperar que estas estructuras se expandan y se formen nuevas. La variación en el nivel del embalse resultará en sucesivos ciclos de drenaje internos y con ello disolución y transporte en el sistema kárstico con el consecuente reemplazo de agua salina y agua dulce.

Resulta evidente, por lo previamente expresado, que se han cumplido los objetivos de naturaleza temática que, al iniciar este trabajo, nos proponíamos. Por lo que respecta a aquellos otros de carácter metodológico, debe subrayarse lo siguiente:

- Las imágenes de teledetección utilizadas y, más en concreto, la imagen Landsat 8, del sensor OLI, han mostrado su eficacia en la discriminación visual de las unidades geológicas y litológicas, quedando más que probada su utilidad en este campo.
  - Simplemente eligiendo una adecuada combinación de bandas originales se puede obtener una mejora significativa de la visualización frente a las fotografías aéreas convencionales de visible.
  - A pesar de no haber resultado de gran utilidad en este trabajo, existen –y se han probado– diversos índices espectrales, ampliamente utilizados en teledetección geológica.
  - En cambio, el análisis de componentes principales aplicado a la imagen Landsat original ha resultado de gran utilidad. Los componentes principales CP4, CP5 y CP6, a pesar de no contener una elevada proporción de la información inicial, aquella que expresan ha resultado mucho más relevante para los fines perseguidos, resultando de gran utilidad para la delimitación de algunas litologías características, como es nuestro caso con el CP5.
- El empleo sistemático del entorno SIG en todo este trabajo, sobre la base de la labor de foto-interpretación de las imágenes de satélite y la información digital del MDE, no sólo ha facilitado la generación de cartografía, sino –lo que es más importante– ha posibilitado la realización de análisis imprescindibles para la consecución de los objetivos temáticos perseguidos, singularmente la tipificación y la caracterización de las formas de relieve objeto de estudio.

Como línea de trabajo futuro, en relación con el empleo de las imágenes de teledetección, se pretende avanzar en la aplicación de métodos de clasificación, que tan sólo han sido probados inicialmente durante la realización de este Trabajo Fin de Máster, generando resultados que, por su carácter parcial y todavía muy perfectible, no se han recogido en este documento.

## **Agradecimientos**

El autor quiere agradecer al Dr. Daryush Mahjoob (Iran Water and Power Resources Development) y a Mahab Ghodss Consulting por proveer datos del Ambal ridge. Agradecer a Francisco Gutiérrez por su ayuda y confianza en mí para realizar este trabajo y a Juan de la Riva por toda la ayuda y disponibilidad para la realización del mismo.

## 7. BIBLIOGRAFÍA

- Aftabi, P., Roustaie, M., Alsop, I., Talbot, C.J., 2010. *InSAR mapping and modelling of an active Iranian salt extrusion*. Journal of the Geological Society, London 167, 155-170.
- Aghdam, J.A., Zare, M., Capaccioni, B., Raeisi, E., Forti, P., 2012. *The Karun River waters in the Ambal ridge region (Zagros mountain Range, southwestern Iran): mixing calculation and hydrogeological implications*. Carbonates and Evaporites 27, 251-267.
- Allbed, A., Kumar, L., 2013. *Soil Salinity Mapping and Monitoring in Arid and Semi-Arid Regions Using Remote Sensing Technology: A Review*. Advances in Remote Sensing, Vol. 2 No. 4, 373-385 pp.
- Allen, M.B., Talebian, M., 2011. *Structural variation along the Zagros and the nature of the Dezful Embayment*. Geological magazine 148, 911-924.
- Alves, T.M., Cartwright, J.A., 2009. *Volume balance of a submarine landslide in the Espirito Santo Basin, offshore Brazil: Quantifying seafloor erosion, sediment accumulation and depletion*. Earth and Planetary Science Letters 288, 572-580.
- Baars, D.L., 2000. *Geology of Canyonlands National Park, Utah*. In: Sprinkel, D.A., Chidsey, T.C., Anderson, P.B. (Eds.). *Geology of Utah's Parks and Monuments*. Utah Geological Association, Salt Lake City, pp. 61-83.
- Bahroudi, A., Koyi, H.A., 2004. *Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin*. Marine and Petroleum Geology 21, 1295-1310.
- Barjasteh, A., 2012. *Salt tectonics impact on dam construction in Khuzestan Province in Iran*. *Dams for a changing world*. 2012 ICOLD International Symposium, Kyoto, pp. 1-6.
- Barjasteh, A., 2013. *Geologic structure control on the seepage potential of the Upper Gotvand Dam, Iran*. *Changing times: Infrastructure Development to Infrastructure Management*. 2013 ICOLD International Symposium, Seattle, pp. 177-186.
- Bosak, P., Jaros, J., Spudil, J., Sulovsky, P., Vaclavek, V., 1998. *Salt plugs in the Eastern Zagros, Iran: Results of regional reconnaissance*. GeoLines 7, 3-174.
- Bruthans, J., Asadi, N., Filippi, M., Wilhelm, Z., Zare, M., 2008. *A study of erosion rates on salt diapir surfaces in the Zagros Mountains, SE Iran*. Environmental Geology 53, 1079-1089.
- Bruthans, J., Filippi, M., Asadi, N., Zare, M., Šlechta, S., Churáčková, Z., 2009. *Surficial deposits on salt diapirs (Zagros Mountains and Persian Gulf Platform, Iran): Characterization, evolution, erosion and the influence on landscape morphology*. Geomorphology 121, 291-304.
- Bruthans, J., Filippi, M., Zare, M., Churáčková, Z., Asadi, N., 2010. *Evolution of salt diapir and karst morphology during the last glacial cycle: Effects of sea-level oscillation, diapir and regional uplift, and erosion (Persian Gulf, Iran)*. Geomorphology 121, 291-304.
- Carbonel, D., Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., McCalpin, J., Guerrero, J., Rodríguez, V., 2013. *Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain)*. Geomorphology 189, 93-108.
- Chavez, E.S., Berlin, G.L. and Bowell, J.A., 1982. *Statistical method for selecting Landsat MSS ratios*. J. Appl. Photogramm. Eng., 8(1): 23-30 pp.
- Clark, P.J., Evans, F.C., 1954. *Distance to nearest neighbor as measure of spatial relationships in populations*. Ecology 35, 445-453.

- De Waele, J., Picotti, V., Forti, P., Brook, G., Cucchi, F., Zini, L., 2009. *Age of caves in the Cordillera de la Sal (Atacama, Chile)*. In: White, W.B. (Ed.). 15th International Congress on Speleology. National Speleological Society, pp. 825-830.
- Denizman, C., 2003. *Morphometric and spatial distribution parameters of karstic depressions, Lower Suwannee River Basin, Florida*. Journal of Cave and Karst Studies 65, 29-35.
- Drake, J.J., Ford, D.C., 1972. *The analysis of growth patterns of two-generation populations: The examples of karst sinkholes*. Canadian Geographer 16, 381-384.
- Dwivedi, R. S., & Rao, B. R. M. ,1992. *The selection of the best possible Landsat TM band combination for delineating salt-affected soils*. International Journal of Remote Sensing, 13, 2051–2058 pp.
- Edgell, H.S., 1991. *Proterozoic salt basins of the Persian Gulf area and their role in hydrocarbon generation*. Precambrian Research 54, 1-14.
- Edgell, H.S., 1996. *Salt tectonism in the Persian Gulf Basin*. In: Alsop, G.I., Blundell, D.J., Davison, I. (Eds.). Salt Tectonics. Geological Society Special Publication No. 100, pp. 129-151.
- Elemore, R.D., Farrand, W.R., 1981. *Asphalt-bearing sediments in synorogenic Mio-Pliocene molasses, Zagros mountain, Iran*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 65, 1160-1165.
- Erol, A.O., 1989. *Engineering geological considerations in a salt dome region surrounded by sabkha sediments, Saudi Arabia*. Engineering Geology 26, 215-232.
- Falcon, N.L., 1958. *Position of oilfields of southwest Iran with respect to relevant sedimentary basins*. In: Lewis, G. (Ed.). Habitat of oil. A symposium. American Association of Petroleum Geologists, pp. 1279-1293.
- Ford, D.C., Williams, P., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley. Chichester, 562 pp.
- Frumkin, A., 1996a. *Determining the exposure age of a karst landscape*. Quaternary Research 46, 99-106.
- Frumkin, A., 1996b. *Uplift rate relative to base-levels of a salt diapir (Dead Sea Basin, Israel) as indicated by cave levels*. In: Alsop, G.I., Blundell, D.J., Davison, I. (Eds.). Salt tectonics. Geological Society London Special Publication 100, 41-47.
- Frumkin, A., 1998. *Salt cave cross-sections and their paleoenvironmental implication*. Geomorphology 23, 183-191.
- Frumkin, A., 2009. *Formation and dating of a salt pillar in Mount Sedom diapir, Israel*. Geological Society of America Bulletin 121, 286-293.
- Frumkin, A., 2013. Salt karst. In: A. Frumkin (Editor), *Treatise on Geomorphology. Karst Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam, vol. 6, pp.407-424.
- Frumkin, A., Ford, D.C., 1995. *Rapid entrenchment of stream profiles in the salt caves of Mount Sedom, Israel*. Earth Surface Processes and Landforms 20, 139-152.
- Galve, J.P., Gutiérrez, F., Remondo, J., Bonachea, J., Lucha, P., Cendrero, A., 2009. *Evaluating and comparing methods of sinkhole susceptibility mapping in the Ebro Valley evaporite karst (NE Spain)*. Geomorphology 111, 160-172.
- Gao, Y., Alexander, E.C., Barnes, R.J., 2005. *Karst database implementation in Minnesota: analysis of sinkhole distribution*. Environmental Geology 47, 1083-1098.



- Ge, H.X., Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C., 1997. *Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation*. AAPG Bulletin 81, 398-423.
- Goudie, A.S., 1989. *Salt tectonics and geomorphology*. Progress in Physical Geography 13, 597-605.
- Guerrero, J., Brunh, R.L., McCalpin, J.P., Gutiérrez, F., Willis, G., 2015. *Salt-dissolution faults versus tectonic faults from the case study of salt collapse in Spanish Valley, SE Utah (USA)*. Lithosphere 7, 46-58.
- Guglielmi, Y., Bertrand, C., Compagnon, F., Follaci, J.P., Mudry, J., 2000. *Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France)*. Journal of Hydrology 229, 138-148.
- Gutenberg, B., Richter, C.F., 1954. *Frequency and energy of earthquakes*. In: Gutenberg, B., Richter, C.F. (Eds.), Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, 2nd ed. Princeton, N.J., Princeton University Press, pp. 17-19.
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Guerrero, J., McCalpin, J.P., Linares, R., Roque, C., Zarroca, C., 2012a. *Late Holocene episodic displacement on fault scarps related to interstratal dissolution of evaporites (Teruel Neogene Graben, NE Spain)*. Journal of Structural Geology, 34, 2-19.
- Gutiérrez, F., Carbonel, D., Kirkham, R.M., Guerrero, J., Lucha, P., Matthews, V., 2014a. *Can flexural-slip faults related to evaporite dissolution generate hazardous earthquakes? The case of the Grand Hogback Monocline of west-central Colorado*. GSA Bulletin 126, 1481-1494.
- Gutiérrez, F., Cooper, A.H., 2013. *Surface morphology of gypsum karst*. In: Frumkin, A. (Ed.). *Treatise on Geomorphology. Karst Geomorphology*. Elsevier, vol. 6, pp. 425-437.
- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Carbonel, D., Rosell, J., Gutiérrez, M., 2015. *Large landslides associated with a diapiric fold in Canelles reservoir (Spanish Pyrenees). Detailed geological-geomorphological mapping, trenching and electrical resistivity imaging*. Geomorphology, 241, 224-242.
- Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Rosell, J., Galve, J.P., Carbonell, D., 2012b. *Investigating gravitational grabens related to lateral spreading and evaporite dissolution subsidente by means of detailed zapping, trenching, and electrical resistivity tomography (Spanish Pyrenees)*. Lithosphere 4, 331-353.
- Gutiérrez, F., Parise, M., De Waele, J., Jourde, H., 2014b. *A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst*. Earth-Science Reviews 138, 61-88.
- Gutiérrez-Santolalla, F., Gutiérrez-Elorza, M., Marín, C., Maldonado, C., Desir, G., 2005. *Spatial distribution, morphometry and activity of La Puebla de Alfindén sinkhole field in the Ebro river valley (NE Spain): applied aspects for hazard zonation*. Environmental Geology 48, 360-369.
- Hornbach, M.J., Lavier, L.L., Ruppel, C.D., 2007. *Triggering mechanism and tsunamogenic potential of the Cape Fear Slide complex, U.S. Atlantic margin*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, Q12008, doi:10.1029/2007GC001722.
- Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2007. *Terra infirma: understanding salt tectonics*. Earth-Science Reviews 82, 1-28.

- Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2011. *The salt mine: a digital atlas of salt tectonics*. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Udden Book Series N° 5; AAPG Memoir 99, 305 p.
- Huntoon, P.W., 1982. *The Meander anticline, Canyonlands, Utah: An unloading structure resulting from horizontal gliding on salt*. GSA Bulletin, 93, 941-950.
- Hyatt, J.A., Wilkes, H.P., Jacobs, P.M., 1999. *Spatial relationships between new and old sinkholes in covered karst, Albany, Georgia, USA*. In: Beck, B.F., Herring, J.G. (Eds.), *Hydrogeology and Engineering Geology of Sinkholes and Karst*. Balkema, Rotterdam, pp. 37-44.
- Jackson, M.P.A., Talbot, C.J., 1986. *External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures*. Geological Society of America Bulletin 97, 305-323.
- Kemmerly, P.R., 1982. *Spatial analysis of a karst depression population: Clues to genesis*. Geological Society of America Bulletin 93, 1078-1086.
- Kent, P.E., 1979. *The emergent Hormuz salt plugs of southern Iran*. Journal of Petroleum Geology 2, 117-144.
- Kirkham, R.M., Streufert, R.K., Kunk, M.J., Budhan, J.R., Hudson, M.R., Perry, W.J.Jr., 2002. *Evaporite tectonism in the Lower Roaring Fork river valley, West-Central Colorado*. In: Kirkham, R.M., Scott, R.B., Judkins, T.W., (eds). *Late Cenozoic evaporite tectonism and volcanism in west-central Colorado*. Geological Society of America Special Paper 366, pp. 73-99.
- Kozary, M.T., Dunlap, J.C., Humphrey, W.E., 1968. *Incidence of saline deposits in geologic time*. Geological Society of America Special Paper 88, 43-47.
- Langer, H., Offermann, H., 1982. *On the solubility of sodium chloride in water*. Journal of Crystal Growth 60, 389-392.
- Letouzey, J.B., Colletta, R.V., Chermette, J.C., 1995. *Evolution of salt-related structures in compressional settings*. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (eds.). *Salt tectonics: a global perspective*. AAPG Memoir 65, 41-60.
- Lucha, P., Cardona, F., Gutiérrez, F., Guerrero, J., 2008. *Natural and human-induced dissolution and subsidence processes in the salt outcrop of the Cardona Diapir (NE Spain)*. Environmental Geology 53, 1023-1035.
- Lucha, P., Gutiérrez, F., Galve, J.P., Guerrero, J., 2012. *Geomorphic and stratigraphic evidence of incision-induced halokinetic uplift and dissolution subsidence in transverse drainages crossing the evaporite-cored Barbastro-Balaguer Anticline (Ebro Basin, NE Spain)*. Geomorphology 171-172, 154-172.
- Magdalene, S., Alexander, E.C. Jr., 1995. *Sinkhole distribution in Winona County, Minnesota revisited*. In: Beck, B.F., Person, F.M. (Eds.), *Karst Geohazards*. Balkema, Rotterdam, pp 43-51.
- Malamud, B.D., 2004. Tails of natural hazards. Physics World 17, 31-35.
- Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. *Landslide inventories and their statistical properties*. Earth Surface Processes and Landforms 29, 687-711.
- Martinez, J.D., 1971. *Environmental significance of salt*. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 55, 810-825.

- Med-hut ,A., Thair, J., 2010. *Monitoring and evaluation of soil salinity in term of spectral response using LANDSAT image and GIS in Mesopotamian plain/Iraq*. University of Baghdad and State Company of Geological Survey and Mining
- Metternicht, G. I., & Zinck, J. A., 2003. *Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints*. *Remote Sensing of Environment* 85 (2003) 1–20 pp.
- Motiei, H., 1993. *Stratigraphy of Zagros*. Geological Survey of Iran, Tehran, 536 p.
- Mottershead, D.N., Duane, W.J., Inkpen, R.J., Wright, J.S., 2008. *An investigation of the geometric controls on the morphological evolution of small-scale salt terrains*. *Environmental Geology* 53, 1091-1098.
- Nurmemet, I.; Ghulam, A.; Tiyip, T.; Elkadiri, R.; Ding, J.-L.; Maimaitiyiming, M.; Abliz, A.; Sawut, M.; Zhang, F.; Abliz, A.; Sun, Q., 2015. *Monitoring Soil Salinization in Keriya River Basin, Northwestern China Using Passive Reflective and Active Microwave Remote Sensing Data*. *Remote Sens.*, 7, 8803-8829.
- O'Brien, C.A.E., 1957. Salt diapirism in South Persia. *Geologie en Mijnbouw* 19, 337-376.
- Perry, J.T., Setudehnia, A., 1967a. *Lali Geological Compilation Map at 1:100,000 scale*. Iranian Oil Operating Companies.
- Perry, J.T., Setudehnia, A., 1967b. *Shushtar Geological Compilation Map at 1:100,000 scale*. Iranian Oil Operating Companies.
- Popenoe, P., Schmuck, E.A., Dillon, W.P., 1993. *The Cape Fear landslide: Slope failure associated with salt diapirism and gas hydrate decomposition*. In: Schwab, W.C., Lee, H.J., Twichell, D.C. (eds.). *Submarine landslides: Selected studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*. U.S. Geological Survey Bulletin 2002, pp. 40-53.
- Pyle, D.M., 2000. *Sizes of volcanic eruptions*. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, pp. 263–269.
- Raeisi, E., Zare, M., Aghdam, J.A., 2013. *Hydrogeology of gypsum formations in Iran*. *Journal of Cave and Karst Studies in Iran* 75, 68-80.
- Rawashdeh,S., Saleh,B., Hamzah,M.,2006. *The use of Remote Sensing Technology in geological Investigation and mineral Detection in El Azraq-Jordan* , *Cybergeo : European Journal of Geography* [En ligne], Systèmes, Modélisation, Géostatistiques, document 358
- Rovéra, G., 1993. *Instabilité des versants et dissolution des évaporates dans les Alpes internes: l'exemple de la montagne de Friolin (Peisey-Nancroix, Savoie)*. *Revue de Géographie Alpine* 81, 71-84.
- Ruiz-Armenta, J. R., Prol-Ledesma, R. M., 1995. *Técnicas de procesamiento de imágenes en la exploración de yacimientos minerales de origen hidrotermal*. Instituto de Geofísica y Posgrado en Geofísica UACPyP, UNAM. Cd. Universitaria, México, D.F C.P. 04510.
- Sabins, F.F., 1997. *Remote Sensing — Principles and Interpretation*, 3rd edn., W.H. Freeman, New York, NY., 494 pp.
- Schetselaar, E. Tiainen, M. & Woldai, T. 2008. *Integrated geological interpretation of remotely sensed data to support geological mapping in Mozambique*. Geological Survey of Finland Special Paper 48, 35–63, 24 figures.

- Schleder, Z., Urai, J.L., 2006. *Deformation and recrystallization mechanisms in mylonitic shear zones in naturally deformed extrusive Eocene-Oligocene rocksalt from Eyvanekey plateau and Garmsar hills (central Iran)*. *Journal of Structural Geology* 29, 2241-2255.
- Schultz-Ela, D., Walsh, P., 2002. *Modeling of grabens extending above evaporites in Canyonlands National Park, Utah*. *Journal of Structural Geology* 24, 247-275.
- Seijmonsbergen, A.C., de Graaff, L.W.S., 2006. *Geomorphological mapping and geophysical profiling for the evaluation of natural hazards in an alpine catchment*. *Natural Hazards and Earth Systems Science* 6, 185-193.
- Shekati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J., 2005. *Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control*. *Journal of Structural geology* 27, 1680-1696.
- Silverman, B.W., 1986. *Density estimation for statistics and data analysis*. Chapman and Hall, London, 175 p.
- Smith, K., 1996. *Environmental Hazards*. Routledge. London, 389 p.
- Taheri, K., Gutiérrez, F., Mohseni, H., Raeisi, E., Taheri, M., 2015. *Sinkhole susceptibility mapping using the analytical hierarchy process (AHP) and magnitude-frequency relationships: A case study in Hamadan province, Iran*. *Geomorphology* 234, 64-79.
- Talbot, C.J., Jarvis, R.J., 1984. *Age, budget and dynamics of an active salt extrusion in Iran*. *Journal of Structural Geology* 6, 521-533.
- Talbot, C.J., Pohjola, V., 2009. *Subaerial salt extrusions in Iran as analogues of ice sheets, streams and glaciers*. *Earth-Science Reviews* 97, 155-183.
- Tsui, P.C., Cruden, D.M., 1984. *Deformation associated with gypsum karst in the Salt River Escarpment, northeastern Alberta*. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21, 949-959.
- Urai, J.L., Spiers, C.J., Zwart, H.J., Lister, G.S., 1986. *Weakening of rock salt by water during long term creep*. *Nature* 324, 554-557.
- Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A., 1992. *The rise of diapirs during thin-skinned extension*. *Marine and Petroleum Geology* 9, 331-353.
- Waltham, T., Bell, F., Culshaw, M., 2005. *Sinkholes and subsidence*. Springer, Chichester, 382 pp.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites*. Springer, Berlin, 1035 p.
- Weinberger, R., Begin, Z.B., Waldman, N., Gardosh, M., Baer, G., Frumkin, A., Wdowinski, S., 2006. *Quaternary rise of the Sedom diapir, Dead Sea basin*. In: Enzel, Y., Agnon, A., Stein, M. (Eds.), *New frontiers in Dead Sea paleoenvironmental research*. Geological Society of America Special Paper 401, 33-51.
- Williams, P.W., 1972b. *Morphometric analysis of polygonal karst in New Guinea*. *Geological Society of American Bulletin* 83, 761-796.
- Yesou, H., Besnus, Y. and Rolet, J., 1993. *Extraction of spectral information from landsat TM data and merger with SPOT panchromatic imagery—A contribution to the study of geological structures*, *ISPRS J. Photogrammetry Remote Sens.*, vol. 48, no. 5, 23-36.
- Youssef, A.H., Al-Harbi, H.M., Gutiérrez, F., Zabramwi, Y.A., Bulkhi, A.B., Zahrani, S.A., Bahamil, A.M., Zaharani, A.J., Otaibi, Z.A., El-Haddad, B.A., 2015. *Natural and human-induced sinkhole hazards in Saudi Arabia. Distribution, investigation, causes and impacts*. *Hydrogeology Journal*, in press.

- Zarei, M., Raeisi, E., 2010. *Karst development and hydrogeology of Konarsiah salt diapir, South of Iran*. Carbonates and Evaporites 25, 217-229.
- Zarei, M., Raeisi, E., Talbot, C., 2012. *Karst development on a mobile substrate: Konarsiah salt extrusion, Iran*. Geological Magazine 149, 412-422.