



Trabajo Final de Licenciatura

“Evaluación de posibles zonas de falla mediante análisis cuantitativo del relieve al Oeste de Sierra Nevada situado en la provincia de Granada, España”

Alumna: Nasib Neme Rodríguez

Director: José Miguel Azañón (Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada)

Codirectora: Cecilia Dufilho (Universidad Nacional del Comahue)

Carrera: Licenciatura en Ciencias Geológicas



**UNIVERSIDAD
DE GRANADA**

Contenido

Resumen	4
Abstract.....	5
Agradecimientos	7
Introducción	8
Área de estudio	9
Objetivos	10
Objetivo general.....	10
Objetivos específicos.....	10
Factibilidad.....	10
Marco geológico.....	10
Evolución y contexto geodinámico.....	10
Estratigrafía	15
Complejo Nevado-Filábride	15
Complejo Alpujarride	17
Complejo Maláguide	18
Cuencas Neógenas	20
Estructura.....	23
Actividad sísmica.....	27
Marco Teórico	28
Índices geomorfológicos (morfométricos)	28
Curva e integral hipsométrica	28
Perfiles Normalizados.....	30
Índice normalizado de la pendiente (K_{sn})	32
Parmámetro χ	33
<i>Knickpoints</i> y <i>knickzones</i>	35
Materiales y Métodos	37
Datos	37
Metodología.....	37
Preparación de la información: DEMs	39
• Delimitación de subcuencas hidrográficas y construcción de la red de drenajes	39
• Técnicas SAGA y observación del relieve.....	40



- Análisis hipsométrico.....40
- Perfiles normalizados41
- Cálculo del K_{sn} y generación de mapas41
- Cálculo de χ y generación de mapas.....42
- Selección de puntos de interés y corroboración en campo42

Resultados.....43

Discusión52

Conclusiones y recomendaciones59

- Conclusiones59
- Recomendaciones60

Bibliografía61

Tabla de ilustraciones.....67

Anexo70

Resumen

En este estudio se han utilizado diversas técnicas geomorfológicas y morfométricas en conjunto con la aplicación de información geográfica y modelos digitales de elevaciones para buscar la existencia de actividad tectónica reciente asociada a la zona de cizallamiento con dirección N025°E. Andeweg y Cloetingh (2001) hablan de la existencia de dos dominios en la Cordillera Bética con diferente comportamiento tectónico separados por la zona de cizalla mencionada anteriormente. Sierra Nevada, que se encuentra ubicada en el centro de la Cordillera Bética, posee una serie de lineamientos que no habían sido relacionados con ninguna estructura geológica aflorante. Se siguió la metodología de Guerit *et al.*, 2019 con la cual a partir de la aplicación de índices morfométricos, la extracción de redes de drenaje y caracterización de las cuencas hidrográficas se puede obtener información directa acerca del estado transitorio del paisaje y el tectonismo actual.

Las técnicas mencionadas fueron aplicadas a lo largo de la zona de estudio, en 56 subcuencas hidrográficas a las cuales se les hizo un análisis hipsométrico, se extrajeron los perfiles normalizados y se generaron mapas de CHI (χ) así como también mapas del índice normalizado de la pendiente (Ksn) con el objetivo de identificar *knickpoints* y *knickzones*. Por otra parte, se generó un mapa topográfico, un mapa morfológico y un mapa que combina la topografía con las pendientes para ayudar a la interpretación. Para todo esto, fue necesario el análisis y procesamiento de imágenes satelitales y el modelo digital de elevación. Posteriormente, a partir de los análisis realizados y la corroboración en campo se propone una clasificación para los *knickpoints* y *knickzones*.

Los resultados señalan que, si bien existe una serie de *knickzones* y *knickpoints* que parecen estar relacionados con la zona de cizallamiento, se deben o pueden deberse a otras causas como: contrastes litológicos, actividad tectónica asociado a fallamiento o al despegue de Mecina, actividad antrópica, actividad glaciar o movimientos de masa. Debido a esto, se aconseja ampliar la zona de estudio; realizar un análisis de erosión hídrica considerando vegetación y clima; cartografiar unidades y estructuras de la zona de estudio con mayor detalle y corroborar la actividad de zonas de falla que atraviesan las redes de drenaje.

La aplicación de esta metodología es de gran utilidad ya que nos aporta información confiable y detallada. Es así que estas investigaciones más allá de ser un aporte a la comunidad científica y brindarnos conocimientos acerca del área en estudio, son de gran relevancia para el

entendimiento de zonas tectónicas activas, los procesos fluviales y de remoción en masa y su posible amenaza.

Palabras claves: Sierra Nevada, neotectonismo, *knickpoints*, Chi (x), Ksn, análisis hipsométrico, Granada.

Abstract

In this study, several different geomorphological and morphometric techniques have been used together with geographic information and digital models of elevations with the purpose of finding recent tectonic activity associated with the shear zone with direction N025°E. Andeweg y Cloething (2001) speak about the presence of two main domains in the Betic Cordillera with different tectonic behaviour separated by this shared zone. Sierra Nevada located in the center of the Betic Cordillera, has serial lineaments that have not been correlated with any other geological outcropping structure.

This research has been carried out following the Guerit et al., 2019 methodology by means of which direct information about the transient landscape and current tectonism can be obtained, using morphometric indexes, extraction of fluvial networks and characterization of hydrographic basins.

Recent tectonic activity associated with the shear zone with N025°E direction has been researched. The techniques described were applied through the study area in 56 hidrografic sub basins using hypsometric analysis, the extraction of normalized profiles from the fluvial network, CHI (x) maps and normalized steepness index (K_{sn}) maps in order to identify knickzones and knickpoints. In addition, topographic maps, morphological maps and a map combining the topography to the slope were also used to make the interpretation easier. The processing of satellite images and DEMs were necessary to carry out this task. Finally, with this analysis and the corresponding field corroboration the knickzones and knickpoints were classified.

According to the findings of this research, although there is a series of knickzones and knickpoints that seem to be related to the shear zone, this could be attributed to other causes such as lithological contrast, tectonic activity associated to faulting or the décollement fault of Mecina, antropoc activity, glacial activity or mass movement. Due to that it is advised to enlarge the study zone, carry out a hydric erosion analysis considering vegetation and climate, make a more detailed cartography of the unities and structures of the study zone and corroborate the activity in the fault zones that coincide with the fluvial networks



The application of this methodology is very useful since it provides reliable and detailed information. Hence, this research not only supplies new findings to the scientific community on the area under study but also proves to be of relevance for a better understanding of the active tectonic zones, the fluvial processes and the risks of mass movement.

Key words: Sierra Nevada, neotectonics, *knickpoints*, Chi (x), Ksn, hypsometric analysis, Granada.

Agradecimientos

A Estela y Marcelo, que además de ofrecerme todo, me han enseñado muchísimo a lo largo de mi vida.

A José Azañón y JP Galve, por brindarme la oportunidad de realizar la estancia de investigación, enseñarme y acompañarme en el desarrollo de este trabajo. A Cecilia Dufilho, por acompañarme desde Argentina y ayudarme cuando lo necesité.

A mis amigas y amigos que me hicieron reír en los fracasos y festejaron conmigo los aciertos.

A la nueva familia que encontré en España y me acogió en estos tiempos de incertidumbre.

A los profesores y profesoras que nos enseñaron desde la vocación y amor a la ciencia.

A mi hermano, a mis abuelas y a Orfe, que me cuidaron siempre.

A la suerte de tener educación pública.

Introducción

La Cordillera Bética, junto con el Rif en el Norte de Marruecos, forma el sector más occidental del conjunto de las cadenas alpinas mediterráneas. Ocupa el sur y sureste de España alcanzando en tierras emergidas unos 600 km de largo y unos 200 km de ancho, prolongándose bajo las aguas del Mediterráneo y del Golfo de Cádiz (Sanz de Galeano, *et al.* 1992). La cuenca de Alborán y las Cordilleras Rif-Béticas constituyen una faja corrida y plegada en forma de arco que ejemplifica la extensión interna contemporánea y el cabalgamiento frontal en un entorno de compresión general. La compleja evolución de la región es el resultado de una convergencia entre las placas de África y Eurasia que comenzó en el Mesozoico tardío y que continúa actualmente. El engrosamiento en las Zonas Internas, subsecuentes al apilamiento continental frontal radial y la extensión contemporánea han sido los principales procesos en la evolución tectónica (Andeweg *et al.* 2001). Como sucede en otros cinturones en forma de arco, los problemas de espacio suelen estar acomodados por zonas de cizallamiento que permiten la rotación de grandes bloques (Lonergan and White, 1997).

La hipótesis establecida por Andeweg y Cloetingh (2001) habla de la existencia de dos dominios en la Cordillera Bética con diferente comportamiento tectónico separados por una zona de cizalla con dirección N025°. Esta hipótesis surge a partir de la recopilación de datos de sismicidad, geología, gravedad, topografía, tomografía y neotectonismo. Los estudios mencionados respaldan un escenario donde la evolución tectónica se ha acomodado desde el Mioceno Tardío a la actualidad mediante el desplazamiento de rumbo utilizando estructuras previas en la corteza.

La neotectónica es el estudio de los eventos tectónicos jóvenes, que han ocurrido o siguen ocurriendo en una región dada después de su orogenia final o su última reorganización tectónica significativa. Estos eventos están estrictamente relacionados con la configuración y evolución de la topografía actual (Pavlides, 1989). Entender la manera y el grado en el que la topografía en zonas montañosas activas refleja la deformación de la superficie terrestre, nos recuerda el objetivo de primer orden de la geomorfología tectónica.

La tectónica activa en zonas de cordillera puede ser vista como el resultado de la interacción entre el levantamiento de la superficie terrestre y los procesos erosivos. De la misma manera la topografía, el análisis del patrón de las redes de drenaje y las características geomorfológicas pueden ser utilizados para la evaluación de la actividad tectónica reciente o actual (Pérez-Peña, 2009).

Área de estudio

Sierra Nevada, ubicada en el centro de la Cordillera Bética, es una montaña de 3000 mts de altura rodeada de cuencas sedimentarias de edades neógenas-cuaternarias. La zona de estudio se encuentra al Oeste de Sierra Nevada, comprendida entre los paralelos N 37°15' y N 36°54' y los meridianos W 3,4°45' y W 3°21' abarcando una superficie de 1372 m². A lo largo de ella se aprecian varios lineamientos en el relieve que hasta ahora no se han relacionado con ninguna estructura geológica aflorante. El estudio busca realizar un análisis de las redes de drenaje, subcuencas y divisorias para establecer patrones morfométricos que permitan inferir los condicionantes tanto tectónicos, litológicos o climáticos que han configurado la evolución reciente del relieve. Así mismo, se pretende seguir la metodología de Guerit *et al.* (2019) para deducir la actividad reciente de la zona de cizalla anteriormente mencionada.

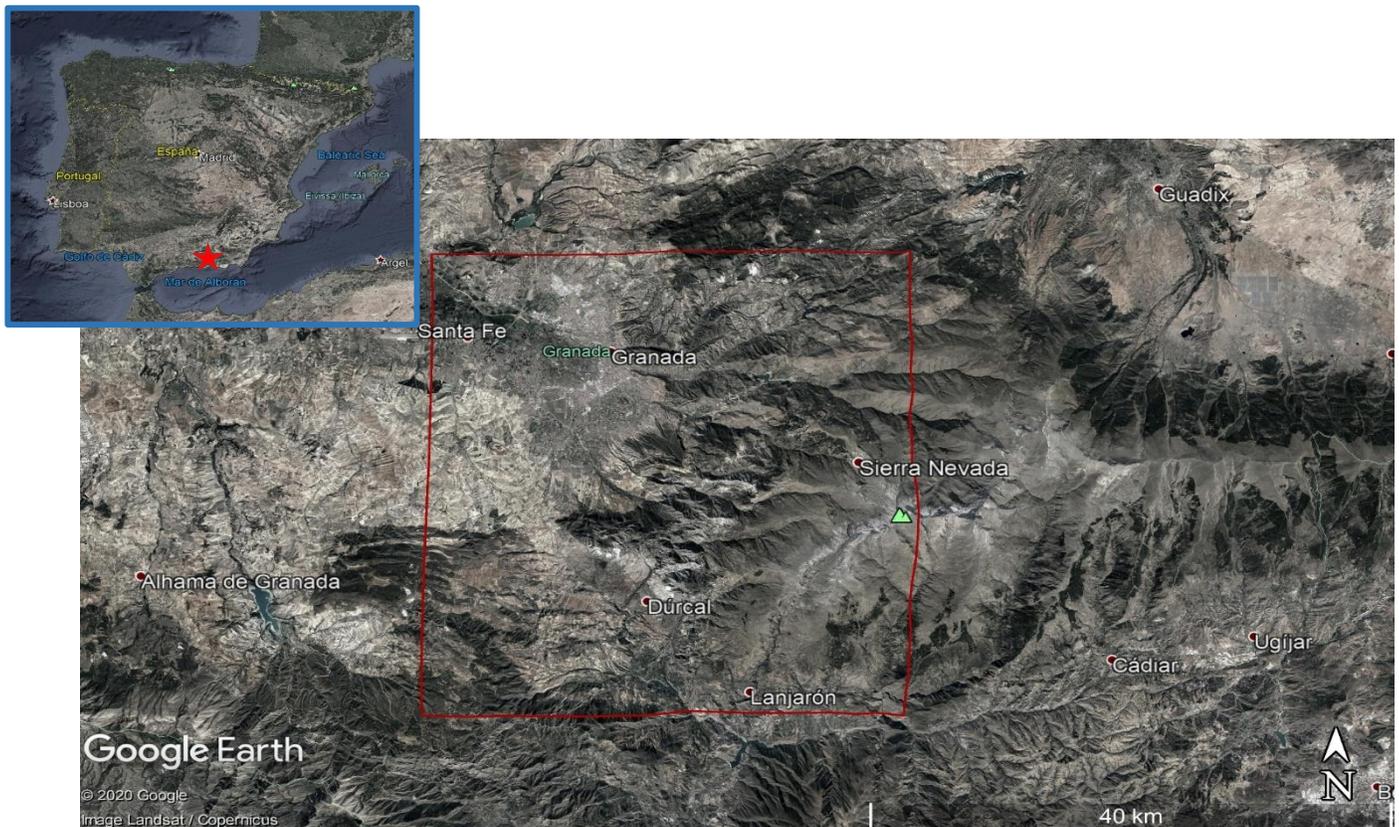


Figura 1 Localización de la zona de estudio comprendida entre los paralelos N 37°15' y N 36°54' y los meridianos W 3,4°45' y W 3°21'.

Objetivos

Objetivo general

Realizar un análisis morfométrico del borde occidental de Sierra Nevada con el objeto de identificar la existencia de actividad tectónica reciente asociada a la zona de cizallamiento con dirección N025°E.

Objetivos específicos

- Realizar el análisis morfométrico a detalle de la red de drenaje del área de estudio.
- Determinar si existen rasgos morfológicos del relieve ligados a esa zona de cizalla.
- Integrar el análisis morfométrico con la información geológica para evaluar la existencia de actividad neotectónica relativa.
- Obtener evidencias de campo que señalen la existencia de estructuras asociadas a esa zona de cizalla.

Factibilidad

Los medios actuales del Departamento de Geodinámica permitieron realizar el trabajo sin problemas. La mayor parte del trabajo fue de gabinete (70%) y se tuvieron las herramientas y recursos para realizarlo. La sala de computación cuenta con los equipos necesarios y *softwares* de licencia paga como ArcGIS, mientras que el resto de los *softwares* utilizados son de uso libre y sin costo. La zona de campo está cerca de Granada y su acceso es relativamente sencillo. El Departamento tiene vehículos y personal que apoyaron este trabajo. Los datos necesarios para la obtención de DEM son públicos y de libre acceso, disponibles en el centro de descargas del Instituto Geográfico Nacional de España (IGN). Los datos LIDAR están disponibles.

Marco geológico

Evolución y contexto geodinámico

Pangea se dividió en fragmentos debido a varios episodios de rifting continental. En esta etapa, el Macizo Ibérico quedó diferenciado como un elemento continental independiente rodeado de cuencas marinas y separado de Europa, África y Norteamérica (Jabaloy *et al.*, 2002). El margen que durante el Mesozoico rodeaba a la Placa Ibérica por el sur (correspondiente a las Zonas Externas de la Cordillera Bética) ha sido considerado como un margen pasivo (Vera, 1981). Los depósitos triásicos en las Zonas Externas muestran características propias de un dominio intracontinental (fluviales, lacustres, deltaicos y marino somero) mientras que las facies de las Zonas Internas

(Complejo Alpujarride y Nevado-Filábride) propias de un origen marino (Vera, 1988). También durante la evolución Permo-Tríasica tuvo lugar la aparición de una zona de fractura y adelgazamiento de la corteza continental en el Dominio Nevado-Filábride. El rifting intracontinental favoreció al desarrollo de cuencas subsidentes con sedimentación contemporánea de vulcanismo explosivo que dio lugar a niveles piroclásticos pertenecientes al Complejo Mulhacén (Lozano Rodríguez, 2018).

Uno de los eventos más importantes en la evolución de Iberia corresponde a la convergencia entre Europa, Iberia y África, que también involucró al Dominio de Alborán de la Cordillera Bética. En Iberia, las deformaciones compresivas se iniciaron en el Cretácico superior- Paleógeno (95 a 23 Ma) con la colisión entre Iberia y Europa y fue seguida por la colisión entre Iberia, África y las del Dominio de Alborán durante el Neógeno (23 a 1.6 Ma) (Jabaloy, 2002). En el final del Cretácico e inicio del Paleógeno se podían diferenciar tres placas, con áreas parcialmente emergidas. La placa Ibérica situada hacia el norte, tenía su parte emergida coincidiendo con el Macizo Ibérico y se continuaba hacia el sureste con el margen continental sudibérico (Prebético y Subbético); los materiales mesozoicos y paleógenos que se depositaron en dicho margen afloran actualmente, intensamente plegados y deformados, constituyendo las Zonas Externas Béticas. Por su parte, la Microplaca de Alborán se situaba hacia el este, en una posición actualmente perteneciente al Mar de Alborán (extremo occidental del Mar Mediterraneo). Una parte de esta Microplaca de Alborán afectada por una deformación interna notable (Dominio de Alborán) fue la patria de los materiales de las Zonas Internas tanto en la Cordillera Bética como del Rif y del Tell (Vera, 2000). Entre las tres placas (Iberia, Africana y Alborán) existían franjas con corteza continental muy adelgazada y de corteza oceánica, en las cuales se depositaron importantes volúmenes de turbiditas denominados "Surcos de los Flysch" (Martin-Algarra, 1987).

Los depósitos Paleógenos-Aquitaniense del Prebético sugieren que la zona más cercana al continente estaba emergida (conglomerados y arcillas rojas), mientras que las zonas más alejadas al continente existen facies predominantemente costeras a facies marinas pelágicas en los sectores más meridionales (Vera, 2000). En el Subbético los materiales del Paleógeno y del Aquitaniense son pelágicos (en la parte inferior) y turbidíticos en la parte superior (Vera, 2000). Por otro lado, en la Microplaca de Alborán los depósitos de esta edad solo se encuentran representados en el Complejo Malaguide. Los complejos Nevado-Filábride y Alpujarride, casi en su totalidad estuvieron emergidos y sometidos a erosión.

En el Mioceno Temprano (hace aproximadamente 23 millones de años), el bloque de Alborán que estaba situado al sur de Cerdena, comenzó a desplazarse hacia el oeste hasta colisionar con el borde Sur del Macizo Ibérico, donde se ubicaban las rocas de la Zona Externa. Como resultado de esta colisión, se produjo una gran deformación en la microplaca de Alborán (que en la actualidad constituyen la Zona Interna de la Cordillera Bética) y en la región situada al sur del Macizo Ibérico (que constituye la Zona Externa de la Cordillera). Dos estados separados de subducción y exhumación contribuyeron a la estructuración del Dominio de Alborán: hace 50 Ma la primera etapa creó un complejo acrecionario compuesto primariamente por capas de rocas continentales ubicando la zona de subducción en el sudeste del Dominio de Alborán. Un rápido colapso extensional de la corteza tomó lugar en el límite Oligoceno-Mioceno como resultado de un *slab rollback, slab break-off o delamination*. Inmediatamente luego del evento extensional el *leading edge* (sección entre techo de plano geológico y superficie de falla) del margen ibérico fue subducido al sudeste debajo del margen noroeste del Dominio de Alborán formando el NFC (Platt *et al.*, 2012).

En el contexto de la convergencia (N-S a NW-SE) entre África e Iberia se da lugar a la colisión entre el dominio de Alborán y el margen sudibérico y Magherbiano. Esta colisión ocurre luego de la subducción del basamento de los *Flysch* (formado por corteza oceánica o corteza muy adelgazada) (Durand-Delga *et al.*, 2000). Los datos estructurales demuestran que en el Oligoceno tardío el empuje hacia afuera del Dominio de Alborán en los márgenes continentales del sur de Iberia y Magherebian y la propagación dominante hacia el oeste condujeron a la evolución de un cinturón de cabalgamientos (el arco de Gibraltar) en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano (Comas *et al.*, 1999). Las direcciones de los cabalgamientos varían desde el noroeste de las Cordilleras Béticas hasta el oeste de la región de Gibraltar.

Las Zonas Externas responden a un dispositivo imbricado de diferentes dominios paleogeográficos superpuestos durante la colisión intracontinental (entre el dominio Sudibérico y el Dominio de Alborán). Durante el Mioceno las coberteras del paleo margen Suribérico fueron despegadas de su basamento Hericinico y forman actualmente las Zonas del Prebético y el Subbético (García-Hernández *et al.*, 1980). Debe notarse que el cabalgamiento y el acortamiento en las Zonas Externas fueron contemporáneos con la extensión y el adelgazamiento de la corteza a lo largo del arco en el Dominio de Alborán (Comas *et al.*, 1999). A comparación de las Zonas Internas, las rocas sufrieron una tectónica más superficial y menos intensa, conocida como tectónica de cobertera (Sanz de Galdeano, 2007)

Análisis estructurales recientes de vectores cinemáticos en afloramientos de las Béticas en este dominio han demostrado que existen dos grandes sistemas extensionales de edad Miocena que posee diferentes direcciones de transporte: uno N-NW durante el Burdigaliano-Langhiano y otro W-SW durante el Serravaliano (Azañon *et al.*, 1997). Es decir, los principales procesos en la evolución tectónica han sido el engrosamiento en las Zonas Internas subsecuente al cabalgamiento frontal casi radial y contemporáneo a la extensión interna (Watts *et al.*, 1993). La máxima deformación (paroxismo) se alcanzó en el Burdigaliense, hace unos 19 millones de años (Sanz de Galdeano, 2007).

La fase extensional estuvo localmente acompañada por un metamorfismo distintivo de baja presión y alta temperatura y fue seguido por el enfriamiento en condiciones de baja presión. El acortamiento del cinturón peripheral, el adelgazamiento cortical y extensión en el dominio de Alborán parecen haber concluido a fines del Mioceno (Comas *et al.*, 1999).

Si bien la deformación alpina comenzó hace aproximadamente 60 millones de años, el relieve actual está asociado principalmente a los procesos tectónicos ocurridos en los últimos 8 millones de años, desde el Tortoniense superior hasta la actualidad (Sanz de Galdeano, 2007). A fines del Tortoniense el relieve estaba caracterizado por pequeñas islas separadas entre sí por pasillos marinos más o menos profundos. En esos momentos se produjo un cambio geodinámico importante: el bloque de Alborán dejó de desplazarse hacia el oeste (Sanz de Galdeano, 2007).

Desde el Tortoniense tardío, un régimen compresional produjo plegamiento, fallas inversas e inversiones estructurales de antiguas fallas normales además de fallas de rumbo (Weijermars, 1985; Ait Brahim and Chotin, 1989; Morel, 1989; Montenat *et al.*, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; Meghraoui *et al.*, 1996; Martínez-Martínez *et al.*, 1997).

Los datos regionales indican que la compresión fue NW-SE durante el Tortoniense superior, rotando a N-S desde el Tortoniense superior al Plioceno medio y cambiando finalmente a NNOSE durante el resto del Plioceno y Pleistoceno (Ott D'Estevou y Montenat, 1985; de Larouzière *et al.*, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1997). El desarrollo de pliegues E-O de gran longitud de onda durante esta edad y una tectónica de fallas de salto en dirección, durante el Mioceno superior al Holoceno, producen un acortamiento general en toda la región y un levantamiento y emersión progresiva de los márgenes marinos (Braga *et al.*, 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). Las crestas y senos de estos pliegues condicionan la orografía actual de buena parte de la Cordillera Bética.

En la actualidad las placas Africana y Euroasiática se aproximan a una velocidad de 4 ± 0.22 mm/año (De Mets *et al.*, 2010). Además de la compresión NO-SE ligada a la convergencia de

placas, en la Cordillera Bética, especialmente en su sector central, se está produciendo una extensión aproximadamente perpendicular de dirección media E-O a NE-SO.

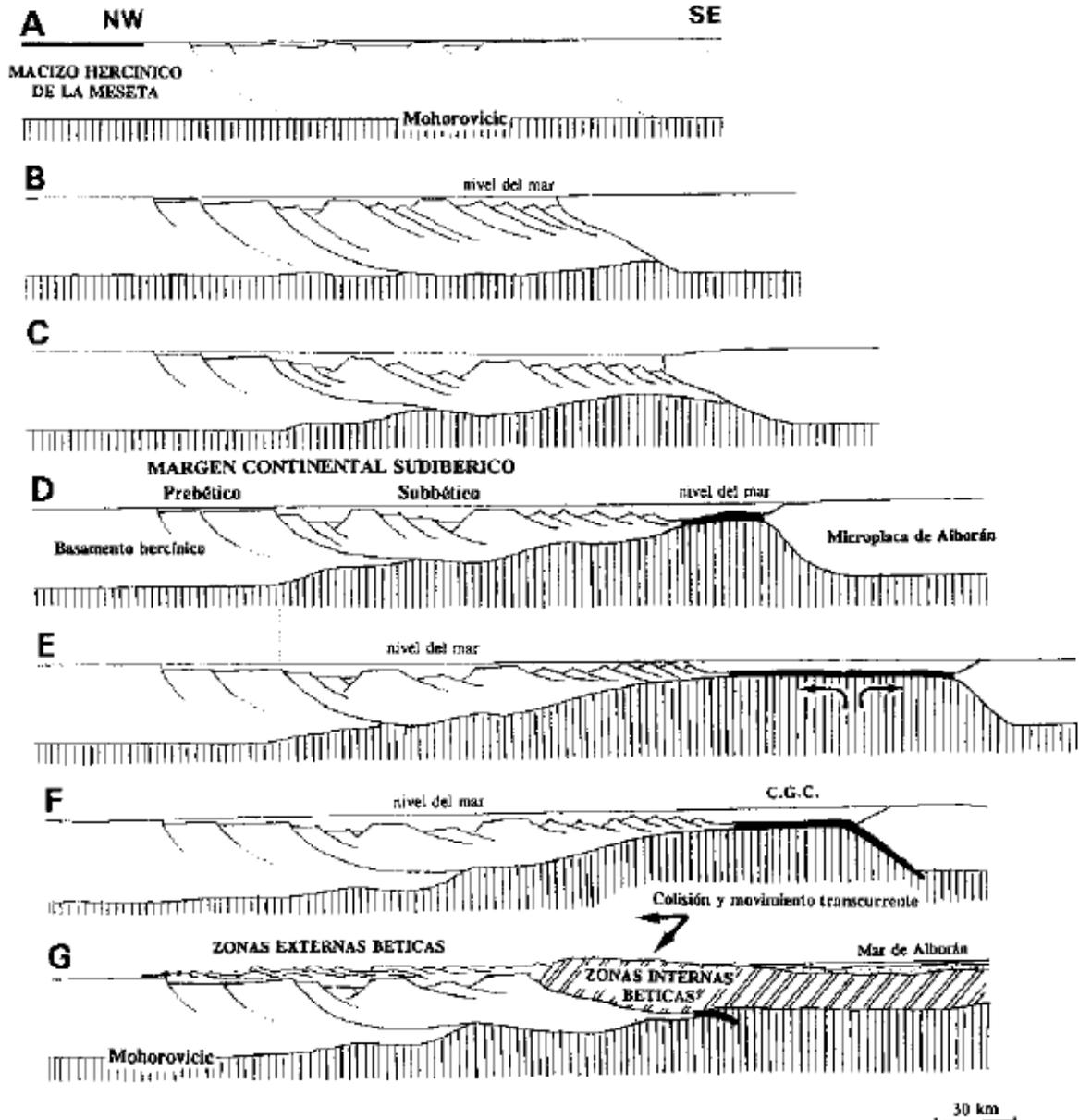


Figura 2 Modelo de evolución del margen continental sudibérico por Vera (1998) A.- Etapa pre-rift (Triásico-Liásico predomeriense). B.- Inicio de la etapa principal de rifting intracontinental (Domerense-Toarciense). C.- Fase de rifting (Dogger) D.- Inicio de la etapa de deriva (Malm). E.- Etapa de expansión oceánica (Cretácico). F.- Etapa de margen continental convergente (Paleógeno-Mioceno basal). G.- Etapa de colisión (final del Mioceno inferior). Leyenda: 1.- Corteza continental, incluyendo el basamento hercínico de las Zonas Externas Béticas. 2.- Terreno alóctono (Zonas Internas Béticas, procedentes del bloque de Alborán). 3. Corteza oceánica. 4.- Manto. 5.- Sedimentos neógenos bajo el mar de Alborán. CGC área de depósito de las unidades del Complejo del Campo de Gibraltar

Estratigrafía

La Zona Interna está formada por tres complejos superpuestos tectónicamente constituídos por rocas de la corteza continental de edades Paleozoicas y Mesozoicas que fueron metamorizados durante la Orogenia Alpina. Estos complejos son: el Nevado-Filábride (Egeler, 1964), el Alpujárride (Van Bemmelen, 1921), el Maláguide (Durand-Delga, 1968). Han sido distinguidos a partir de su estratigrafía y grado metamórfico (Eegler y Simon, 1969).

Complejo Nevado-Filábride

El complejo Nevado-Filábride definido por Egeler (1964) constituye la unidad tectónica más profunda de las Zonas Internas Béticas compuesta exclusivamente de rocas metamórficas. Recientemente este complejo ha sido interpretado como un basamento varisco, metamorizado bajo condiciones de altas presiones durante el Mioceno temprano y más tarde exhumado en el núcleo (escala regional) de una cresta antiformal (Platt, *et al.* 2004). Brouwer (1926a, b) había establecido previamente su carácter alóctono y diferenciado un basamento prealpino (“esquistos cristalinos de Sierra Nevada”) de una cobertura formada por secuencias litológicas heterogéneas metamorizadas (“*Mischungszone*” o zona de mezcla) y coronada por brechas carbonatadas, de origen tectónico (*Konglomeratische Mergel* o mármoles conglomerádicos). Las rocas del Nevado-Filábride abarcan edades Paleozoicas a Cretácicas y muestran un metamorfismo Alpino polifásico con metamorfismo temprano de alta presión/baja temperatura (HP/LT) seguido de facies de esquistos verdes en las unidades tectónicas más bajas y anfibolitas con almandino en las facies más altas (Gomez-Pugnaire y Fernandez-Soler, 1987; García-Dueñas *et al.*, 1988; Soto 1991) mostrando dos unidades con evoluciones metamórficas distintas. No hay una nomenclatura aceptada unánimemente para este complejo según los distintos autores (Puga *et al.* 2002; Brouwer 1926; Martín-Algarra *et al.*, 2004; Martínez-Martínez *et al.*, 2002; García-Dueñas *et al.*, 1988; Jong y Bakker, 1991) por lo que se suele hablar de unidades Inferiores (intercalaciones de cuarcitas y algunos niveles de mármoles grafitosos y anfibolitas) y unidades Superiores (esquistos grafitosos oscuros, con intercalaciones de cuarcitas, meta-areniscas gneises, esquistos albiticos con intercalaciones de cuarcitas y niveles de gneises y mármoles). Este complejo aflora en el núcleo de los antiformes de Sierra Nevada (Vera, 2004).

Martín-Algarra et al., 2004	Brouwer, 1926	Puga et al., 2002a	García-Dueñas, 1988; Martínez-Martínez et al., 2002	de Jong y Bakker, 1991; de Jong, 2003
Complejo Alpujárride				
Mármoles conglomeráticos	Konglomeratische Mergel	"Formación" Soportújar	Despegue de Mecina	Rauvacas
Unidades Superiores del Complejo Nevado-filábride	Zona de Mezcla (Mischungszone)	Unidad de las Sabinas	Mármoles de la Atalaya, metabasitas y serpentinitas	Unidad de Huertecicas Altas-Almocázar
		Unidad Ofiolítica	Mármoles de Huertecica, con yeso y escapolita	Unidad de Macael-Chive
		Unidad de la Caldera	Metabasitas	Unidad de Calar Alto
Unidades Inferiores del Complejo Nevado-filábride	Cristalino de Sierra Nevada	Unidad de la Ragua	Meta-areniscas y esquistos de Aulago	Unidad de Nevado-Lubrin
		C. Veleta	Unidad de la Ragua	Unidad de la Ragua
Complejo del Veleta				

Figura 4 Selección de algunas nomenclaturas habitualmente utilizadas para la subdivisión del Complejo Nevado-Filábride elaborado por Martín-Algarra tomado de Vera 2004. En negrita se indican los términos que hacen referencia a unidades o accidentes de naturaleza tectónica; en letra normal se indican algunos de los términos que se han utilizado informalmente para designar diferentes asociaciones litológicas con una cierta significación litoestratigráficas y petrológica. Los límites entre unidades (rayas gruesas) corresponden a accidentes tectónicos caracterizados con diversos criterios según los autores: para unos serán de naturaleza unos contractiva (límites entre unidades cabalgantes, o mantos de corrimiento) y, para otros, de naturaleza extensional, o bien resultarán de la superposición de procesos tectónicos contractivos y extensionales. Los despegues de Filabres y Mecina son rampas que cortan oblicuamente a la pila de unidades

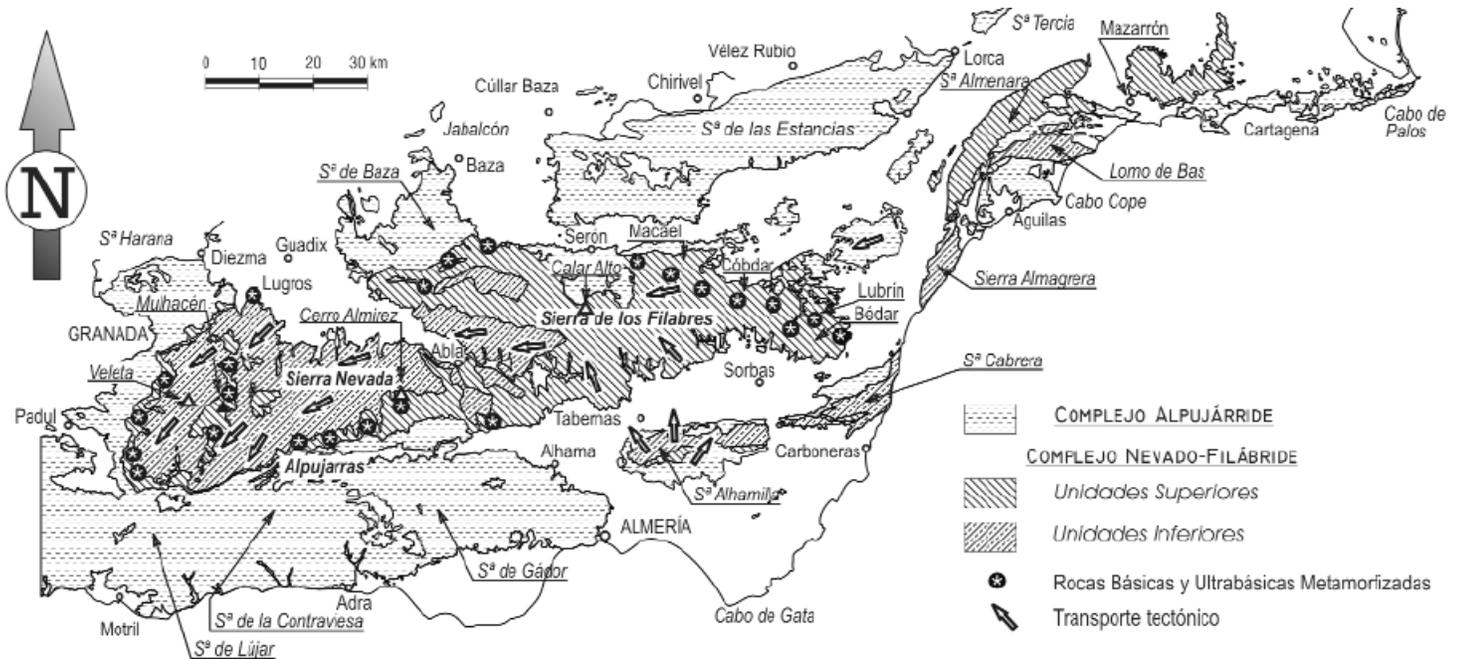


Figura 3 Afloramientos principales y diferenciación de Unidades Inferiores y Unidades Superiores del Complejo Nevadofilábride, con indicación de la ubicación de los principales afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas metamorizadas y de los principales indicadores de transporte tectónico (bloque de techo) (Vera, 2004). Afloramientos principales del Complejo Alpujárride.

Complejo Alpujarride

El término Alpujarrides fue introducido por Van Bemmelen (1927) para designar un conjunto de tres mantos, reconocidos al Norte y al Sur de Sierra Nevada. La posición tectónica de los Mantos Alpujarrides es constante entre Maláguides y Nevado-Filábrides, salvo en sectores próximos al límite septentrional de la Zona Bética, en donde pueden hallarse más tardíamente superpuestos a unidades de identidad problemática. Cada manto o unidad mayor tiene una secuencia cuyos términos son referibles a los de una *sucesión alpujarride tipo*, ideal y completa (Aldaya *et al.*, 1979).

La arquitectura del edificio alpujarride está definida por la repetición de algunas secuencias litológicas donde en diferentes transversales es posible encontrar repetido dos o tres veces un mismo nivel de referencia (generalmente: metapelitas grafitosas, metapelitas no grafitosas y mármoles o calizas, correspondientes a diferentes tramos de la secuencia litoestratigráfica tipo) (Alsono-Chaves *et al.*, 2007). La formación basal está constituida por una alternancia de esquistos, micasquistos frecuentemente grafitosos y cuarzomicasquistos, todos ellos de tonalidades oscuras, con algunas intercalaciones carbonatadas; sigue otra formación más cuarcítica (no existen cuarcitas propiamente dichas) de tonalidades pardo-rojizas; ambas pueden ser de edad paleozoica. La serie metapelítica termina por una formación de filitas y cuarcitas, que en ciertos mantos son micasquistos de grano fino, con horizontes cuarcíticos, lentejones de rocas carbonatadas y muy locales enclaves de evaporitas, cuya atribución al Permo-trias es generalmente aceptada (Aldaya *et al.*, 1979). Por otro lado, De Vries y Zwaan (1967) y Fontboté (1986) diferenciaron de una forma simplificada tres conjuntos litoestratigráficos principales: 1) un paquete inferior, del Paleozoico o más antiguo, de metapelitas grafitosas oscuras y cuarcitas impuras, con niveles de gneises; 2) un conjunto intermedio de metapelitas pobres en (o sin) grafito, de colores claros grises, verdosos, azulados o violáceos, con niveles de cuarcitas, carbonatos y yesos, de probable edad Permo-Trásico y 3) un paquete carbonatado superior, datado del Trásico más moderno que, a menudo, está parcial o totalmente marmorizado (Vera, 2004).

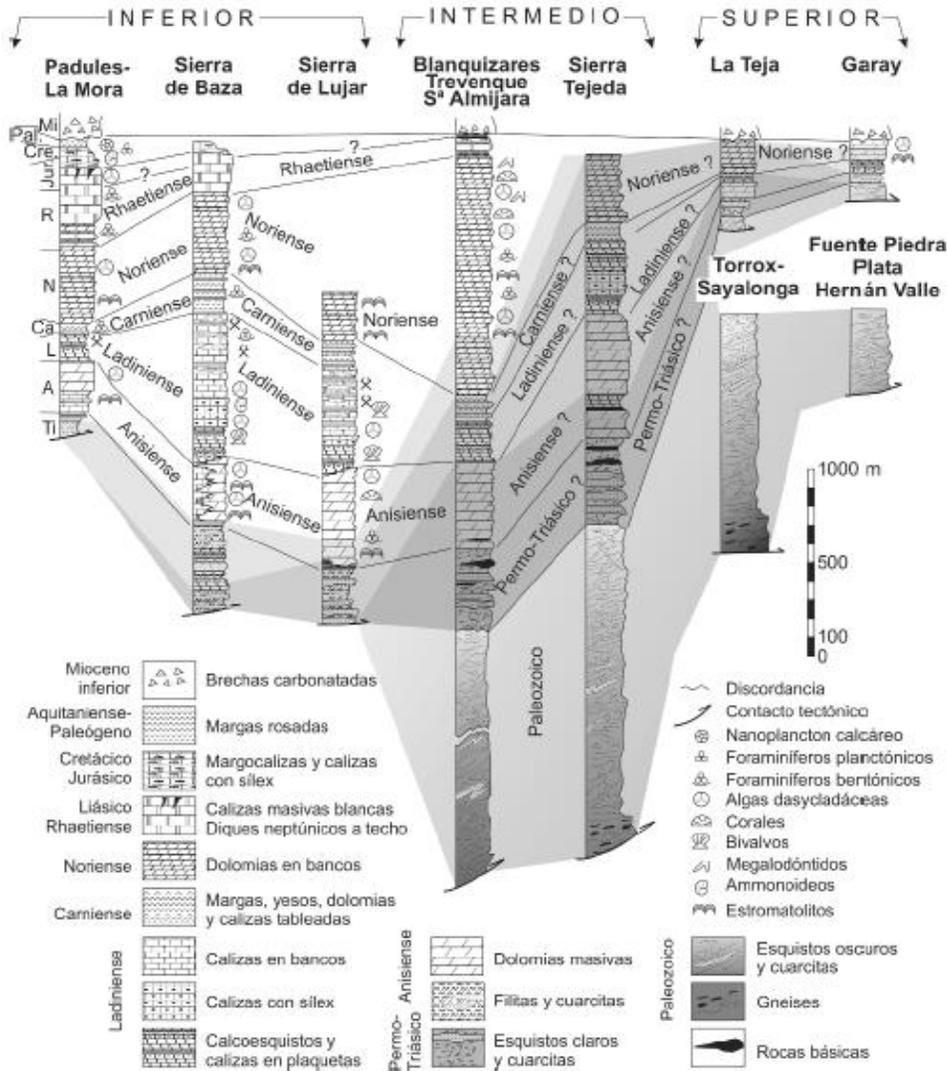


Figura 5 Estratigrafía de las unidades alpujarrides del sector central de la Cordillera Bética (Vera, 2004). Los sombreados indican el mayor (más oscuro) o menor (más claro) grado de recristalización metamórfica, y se han señalado por separado para los esquistos oscuros (Paleozoico) y esquistos claros y mármoles (Permo-Triásico y más moderno).

Complejo Maláguide

A diferencia de los Complejos Nevado-Filabride y Alpujarride, el Complejo Maláguide posee rocas que en su gran mayoría son sedimentarias de edad Paleozoica hasta el Eoceno. Es importante destacar que la secuencia Paleozoica está bien desarrollada en afloramientos en los Montes de Málaga y en los sectores occidentales de la provincia de Málaga, mientras que las secuencias mesozoicas y paleógenas se suelen estudiar en el sector oriental en las cercanías de Sierra Espuña. Si bien el complejo Maláguide posee un afloramiento cartográfico considerable, no se encuentra aflorando en la zona de estudio.

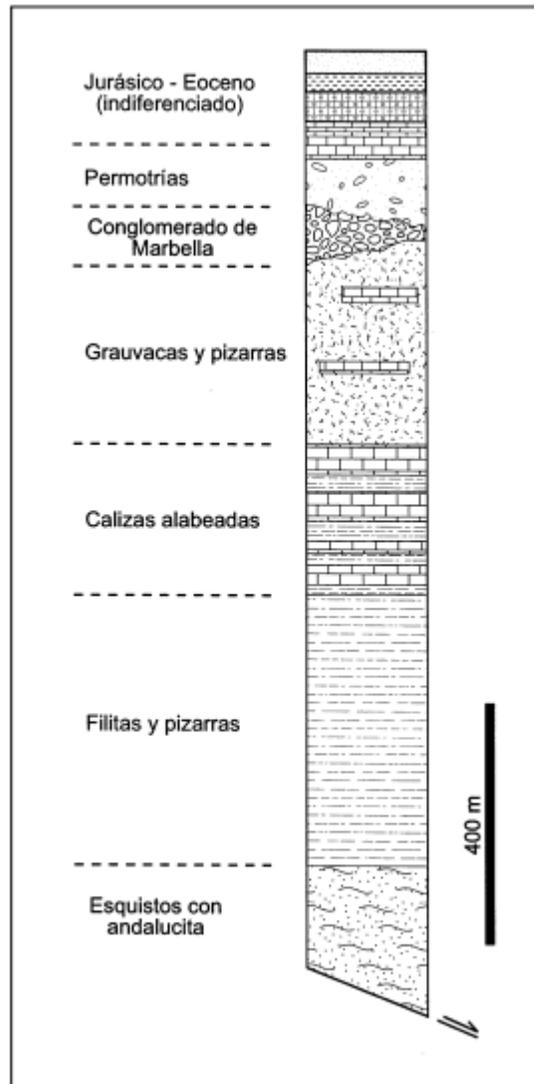


Figura 6 Columna simplificada del Maláguide en los montes de Málaga. Ha sido establecida a partir de la correlación entre numerosos cortes parciales, debido a que está escindida por multitud de fallas normales de alto y de bajo ángulo (Cuevas *et al.*, 2001).

La base del Maláguide está formada por esquistos de grano fino con andalucita, que, en algunos casos, presenta granate. Hacia arriba, los esquistos son reemplazados gradualmente por filitas, que contienen intercalaciones discontinuas de conglomerados con cantos estirados de cuarzo y niveles de calizas negras (Cuevas *et al.*, 2001) que en sectores orientales de la cordillera están datados como Silúricas (Kockel, 1963). Por encima, hay niveles de filitas, grauwacas y pizarras que incluyen calizas fuertemente replegadas de edad devónica (Kockel, 1963). Sobre las calizas alabeadas se disponen pizarras y grauwacas, que contienen delgados niveles de calizas, de edad carbonífero inferior. Coronando la columna paleozoica, se encuentra el “conglomerado de Marbella”. El conglomerado de Marbella es fuertemente heterométrico y de carácter poligénico.

Contiene clastos angulosos de las filitas, pizarras y grauwacas infrayacentes, junto con otros redondeados y de menor tamaño de naturaleza granítica o gneísica, de origen desconocido (Cuevas *et al.*, 2001). Los materiales triásicos se encuentran en multitud de pequeños afloramientos en el sector occidental de las Béticas. Generalmente la base suele estar formada por conglomerados y areniscas rojas; predominan las areniscas y cuarcitas, con intercalaciones de lutitas y arcillas que pueden contener yeso y ocasionalmente, rocas carbonatadas (Cuevas *et al.*, 2001). En el sector oriental, los afloramientos del Jurásico se caracterizan por la presencia de dolomías y oncolitos, calizas de crinoides, calizas intercalando con limos, sedimentos plágicos y margas estratificadas. En esta sucesión la macrofauna está muy bien preservada en el Jurásico temprano y va disminuyendo hacia el Jurásico tardío. El Cretácico posee un nivel arenoso rico en glauconita y sedimentos margosos (Martín-Martín, 2006). El Paleógeno es de carácter marino somero (ambiente de plataforma) desde el Paleoceno al Oligoceno inferior con la presencia de arenas, calizas, calcarenitas con niveles margosos, calizas margosas, facies margo-arenosas y conglomerados. Estos fueron depósitos previos a las fases tectónicas principales que estructuraron al Dominio Malaguide. Los depósitos hacia el Oligoceno superior se apoyan sobre una discordancia, son principalmente clásticos constituidos por sedimentos sinorogénicos de distinta procedencia (Martín-Martín, 1997).

Cuencas Neógenas

A partir de la evolución geodinámica reciente de la Cordillera Bética, se da lugar a una compresión regional que provoca una serie de fracturas de orientación NO-SE y NE-SO a NNE-SSO. Es así que se individualizan una serie de cuencas subsidentes con morfología poligonal y conectadas entre sí durante la estructuración del Neógeno. Existen materiales anteriores a la deformación, pero la gran mayoría son depósitos simultáneos y posteriores a las deformaciones (Sanz de Galdeano y Vera, 1991). Las cuencas neógenas béticas mejor conservadas se formaron desde el Tortonense en adelante siendo la sedimentación predominantemente detrítica con afinidades atlánticas o mediterráneas según la posición de las cuencas. En aquellas de afinidad mediterránea aparecen varios episodios arrecifales y además en algunas de ellas aparecen sedimentos evaporítico que son ligeramente anteriores y/o coetáneos con los del Mediterráneo occidental (Sanz de Galdeano y Vera, 1991).

En el área de estudio, se encuentra la cuenca intramontañosa de Granada localizada en el interior de la Cordillera Bética y en contacto con las Zonas Internas y Externas. Los sedimentos neógenos-cuaternarios yacen discordantes sobre un paleorelieve excavado en los materiales de las Zonas Internas y Externas (Braga *et al.*, 1990). En el Tortonense inferior comienza la sedimentación

de la cuenca, caracterizada por una sedimentación en rampa carbonatada (depósitos de calcarenitas bioclásticas a margas con foraminíferos de evento transgresivo) (Vera, 2000). En el Tortonense Superior continúa la depositación marina (conglomerados, calcarenitas bioclásticas y margas) donde las cuencas intramontañosas estarían interconectadas y la comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo se haría a través no solo de la cuenca de Granada sino también de Guadix-Baza (Sanz de Galdeano y Rodríguez Fernández, 1996). Esta primera etapa del relleno de la cuenca estaría relacionada a una etapa tectónica distensiva asociada a la apertura del Mar de Alborán. A partir del Tortonense-Mesiniense Temprano ocurrió un levantamiento de gran parte de la Cordillera Bética que provocó que esta cuenca fuera aislada del mar Mediterráneo y se volviera continental (Vera, 2000) en un contexto de deformación contractiva (Comas *et al.*, 1999). En un principio, la sedimentación del Messiniense se caracterizó por depósitos de evaporitas, para pasar a depósitos lacustres (limos con yesos y calizas lacustres) (Vera, 2000). Los depósitos del Plioceno-Pleistoceno se caracteriza por poseer un buen registro estratigráfico de depósitos fluviales con lagos endorreicos (Vera, 2000).

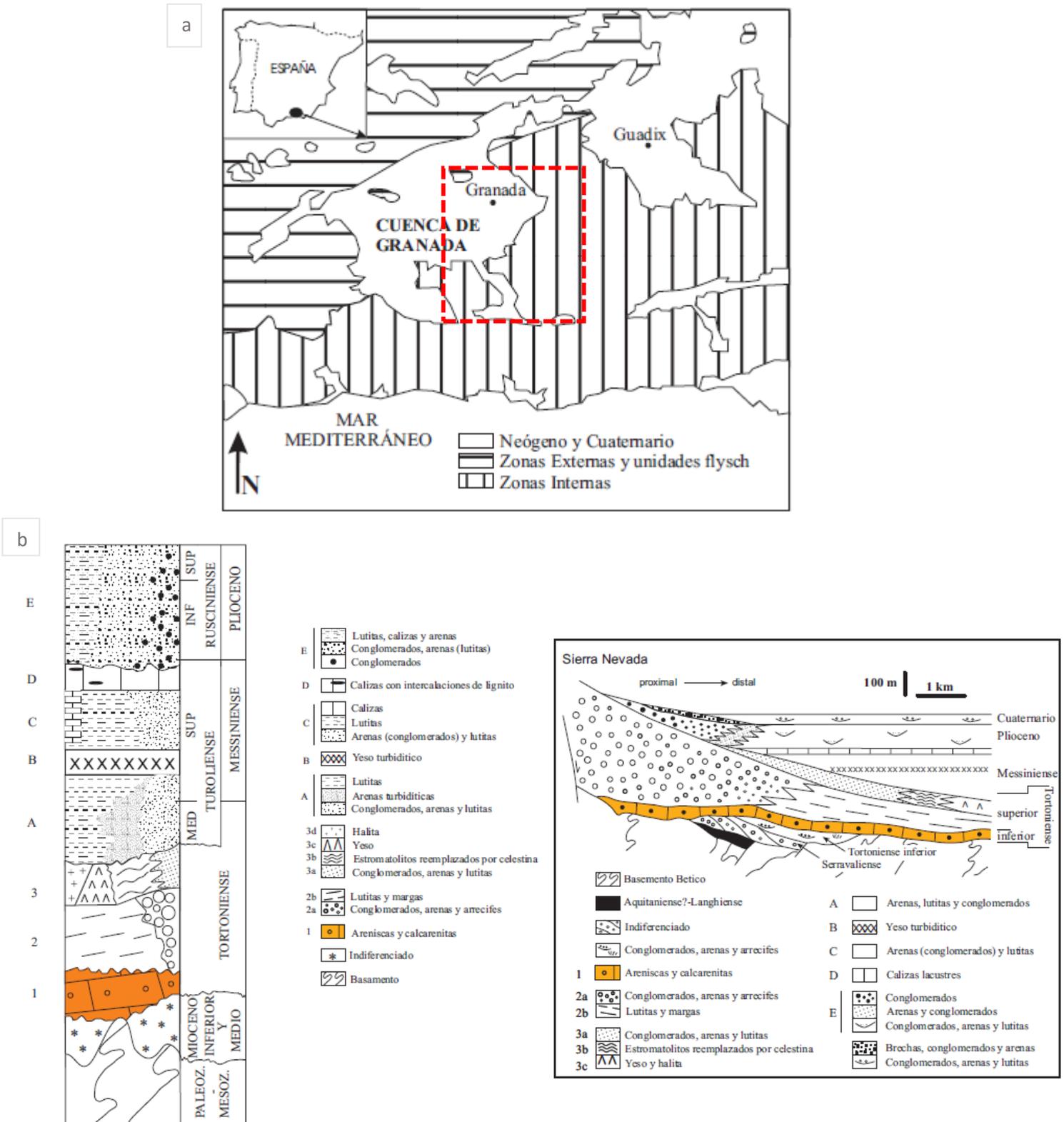


Figura 7 a) Localización de la cuenca de Granada modificado de Braga et al. (1990) y localización de la zona de estudio en rojo b) Columna estratigráfica sintética del relleno de la cuenca de Granada, García-Alix A. (2006) modificada de Martín et al. (1984).

Estructura

Los domos elongados son las estructuras más notables en el dominio de Alborán ya que han determinado principalmente la fisiografía actual de la cadena en esta región. El domo de Sierra Nevada, exhumado en el Mioceno, representa la mayor estructura con orientación E-W ocupando dos de las principales sierras: Sierra Nevada y Sierra de los Filabrides (Martinez-Martinez *et al.*, 2004). En las Zonas Internas la reiterada duplicación de las sucesiones estratigráficas en la vertical, y también los saltos de menor a mayor grado metamórfico en unidades respectivamente más bajas y más altas describen una naturaleza originalmente cabalgante (Vera, 2004). No obstante, la mayoría de los contactos entre unidades tectónicas revela su carácter extensional y no contractivo, como cabía esperar de un apilamiento convencional de mantos de corrimiento. Por tanto, la superposición original de mantos de corrimiento alpinos ha sido profundamente modificada por una tectónica extensional posterior (Vera, 2004). El domo elongado de Sierra Nevada es un excelente ejemplo de estos mecanismos: formado por rocas polimetamórficas que no sufrieron fusión con engrosamiento de la corteza y una subsecuente exhumación por mecanismos extensionales incluyendo fallamiento normal y adelgazamiento dúctil vertical (Martinez-Martinez *et al.*, 2004). El límite entre el Alpujarride/Nevado-Filábride, que aflora en Sierra Nevada, ha sido interpretada como un despegue extensional de dirección W-SW asociado a fallas lítricas normales (García-Dueñas y Martinez-Martinez, 1988; Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989). Los estudios estructurales detallados demuestran que el contacto entre los complejos Alpujarride y Nevado-filábride, es una zona de falla dúctil-frágil de carácter extensional que ha recibido varias denominaciones: "Zona de Movimiento Bética" (BMZ: Platt y Vissers, 1980), Sistema Extensional o Despegue de Mecina (Aldaya *et al.*, 1984; Galindo-Zaldivar *et al.*, 1989; Jabaloy *et al.*, 1992), o Despegue de Filabres (García-Dueñas *et al.*, 1992). Tanto las unidades de Alpujarride como Nevado-Filabride evidencian cambios en el espesor de gran importancia regional relacionados a fallas normales de bajo ángulo que producen la reducción parcial o la total omisión de algunas unidades de los complejos tectónicos (Martinez-Martinez y Azañon, 1997). Un resultado importante de la actuación de los despegues es la omisión tectónica hacia el W de gran parte de las Unidades Superiores del Nevado-Filábride (apareciendo muy laminadas al S y W de Sierra Nevada), de modo que el Alpujarrides prácticamente contacta con las Unidades Inferiores del Complejo Nevado-Filábride. Desde el Mioceno Superior se produjeron fallas normales de gran ángulo y fallas de desgarre con desarrollo de pliegues kilométricos de vergencias N y NW. Las fallas de normales de gran buzamiento en la zona occidental

de Sierra Nevada se asocian generalmente a un sistema de fallas planas en dominó, con desarrollo de cuencas asimétricas (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1996). Son fallas normales de gran buzamiento que deformaron todas las estructuras relacionadas al Sistema extensivo de Mecina en los Alpujarrides, pero no cortan a la falla de Mecina ni al Nevado-Filibraride (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1996). Son fallas con saltos que superan el kilómetro de dirección media N120°E a N135°E y buzamientos medios entre 50° y 60°, generalmente hacia el SW. Las fallas mayores de este sistema son Zona de Falla de Padul-Nigüelas (ZFPN) asociado también a fallas lístricas con roll-over; la Zona de Fallas del Rio Dilar (ZFRD); y la zona de falla del Trevenque (ZFT) (Galindo-Zaldivar *et al.*, 1996). La falla de Padul-Nigüelas (dirección NW-SE) ha presentado actividad reciente como fuente de sismos que genero varias estructuras sedimentarias de deformación por licuefacción (Alfaro *et al.*, 2001).

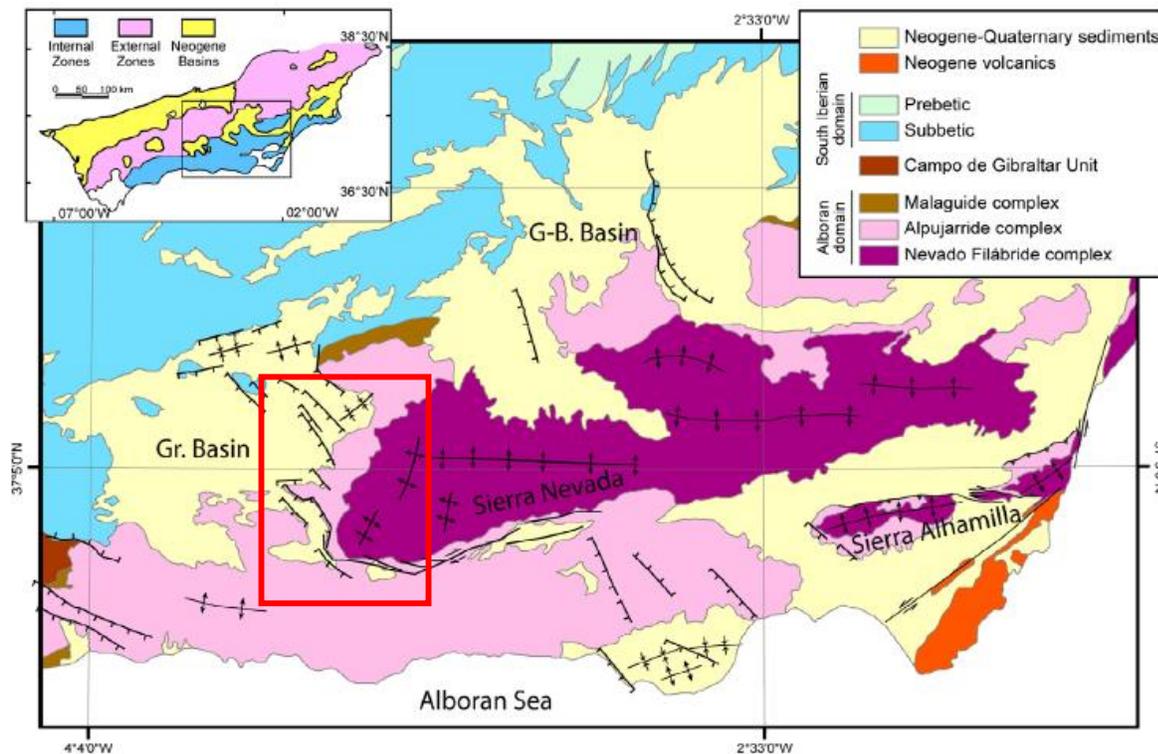


Figura 8 Esquema tectónico general de los sectores central y oriental de la Cordillera Bética. El recuadro muestra la localización respecto de la Cordillera Bética y en rojo se observa la zona de estudio. (Gr. Basin corresponde a Cuenca de Granada; G-B. Basin corresponde a Cuenca de Guadix-Baza) (Azañón, *et al.* 2012).

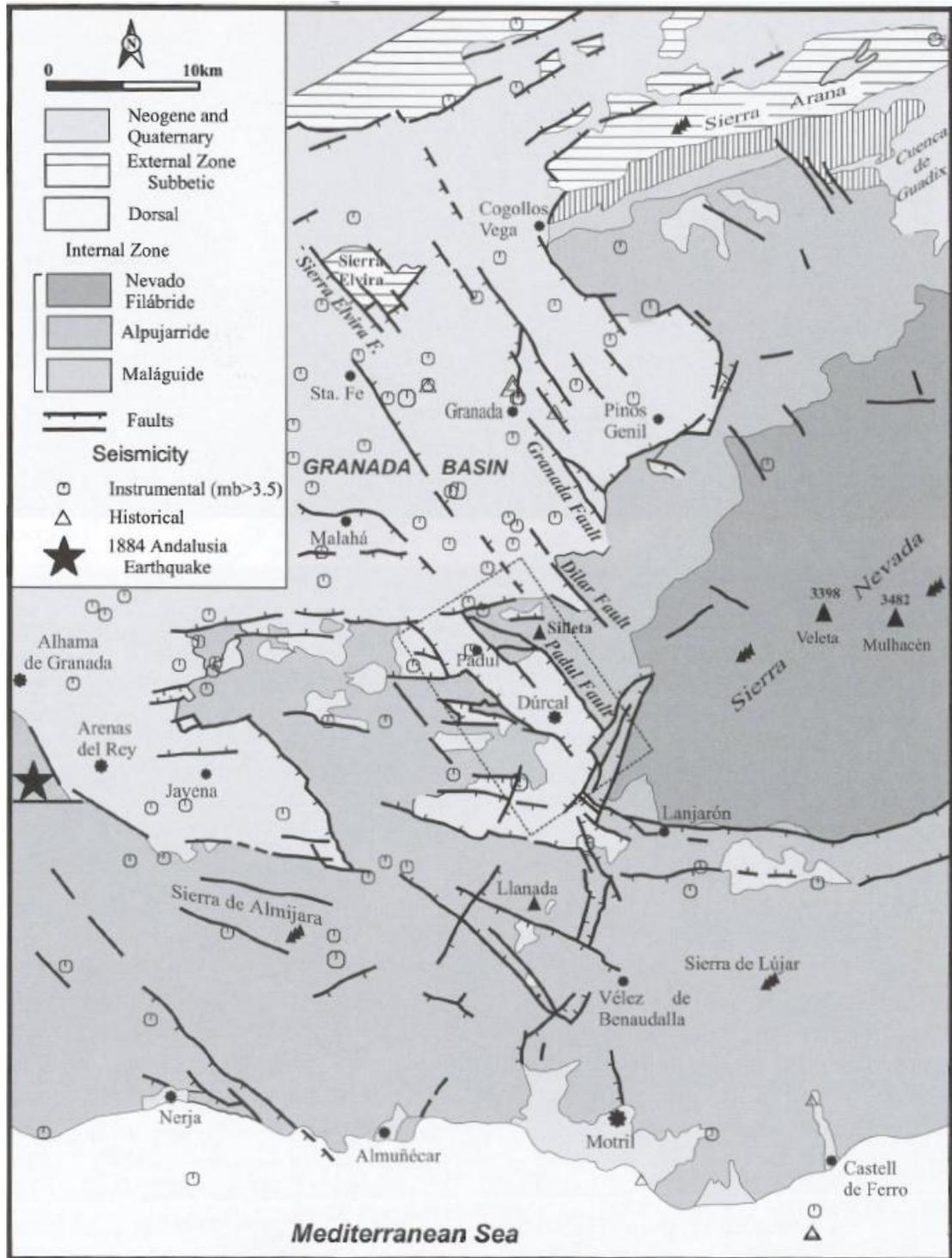


Figura 9 Mapa geológico del sector occidental de Sierra Nevada (Cordillera Bética, sur de España). La localización de la Fig. 2 se ha representado con un rectángulo de línea discontinua. También se ha representado la sismicidad histórica ($I > VII$) e instrumental ($m_b > 3,5$) (Alfaro et al., 2001)

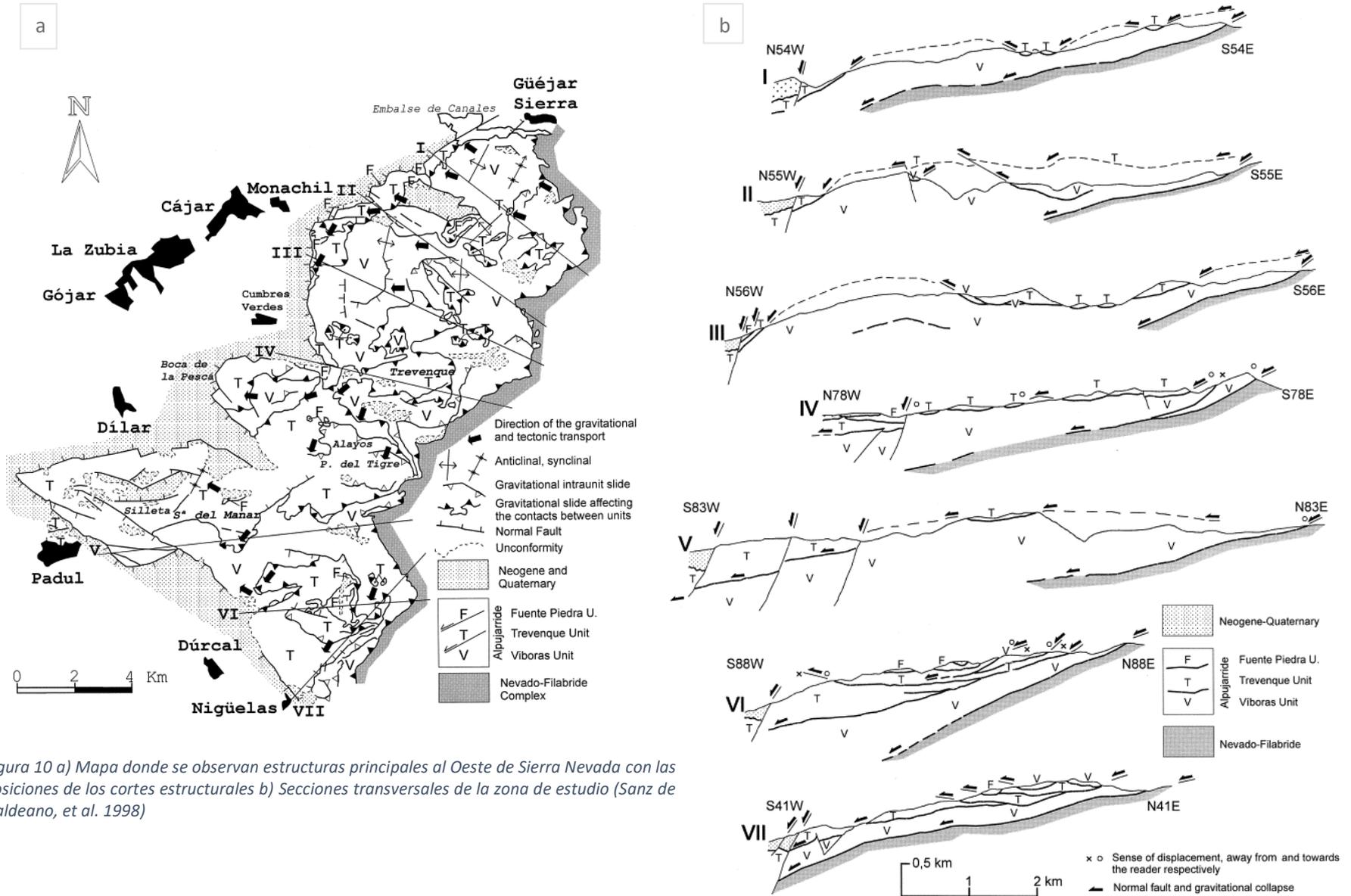


Figura 10 a) Mapa donde se observan estructuras principales al Oeste de Sierra Nevada con las posiciones de los cortes estructurales b) Secciones transversales de la zona de estudio (Sanz de Galdeano, et al. 1998)

Actividad sísmica

Las béticas poseen actividad sísmica asociada a la colisión entre las placas de África y Eurasia. Andalucía, ubicada dentro de esta región tectónica, es una zona sísmica moderada en el contexto mundial (Sánchez, 2011). Especialmente en la Cuenca de Granada y Sierra Nevada existe una gran actividad sísmica siendo una de las zonas de mayor peligrosidad de la península.

La mayoría de los terremotos que ocurre en Andalucía son de magnitud baja (generalmente de $M < 5,5$) y moderada, pero también ocurren sismos grandes ($M > 6,5$) separados por largos intervalos de tiempo (Sánchez, 2011). La sismicidad instrumental nos dice que la mayoría de los sismos ocurren a poca profundidad ($h < 40$ km), hay un importante número de focos con profundidad intermedia ($40 < h < 150$ km) (Sánchez, *et al.* 2011).

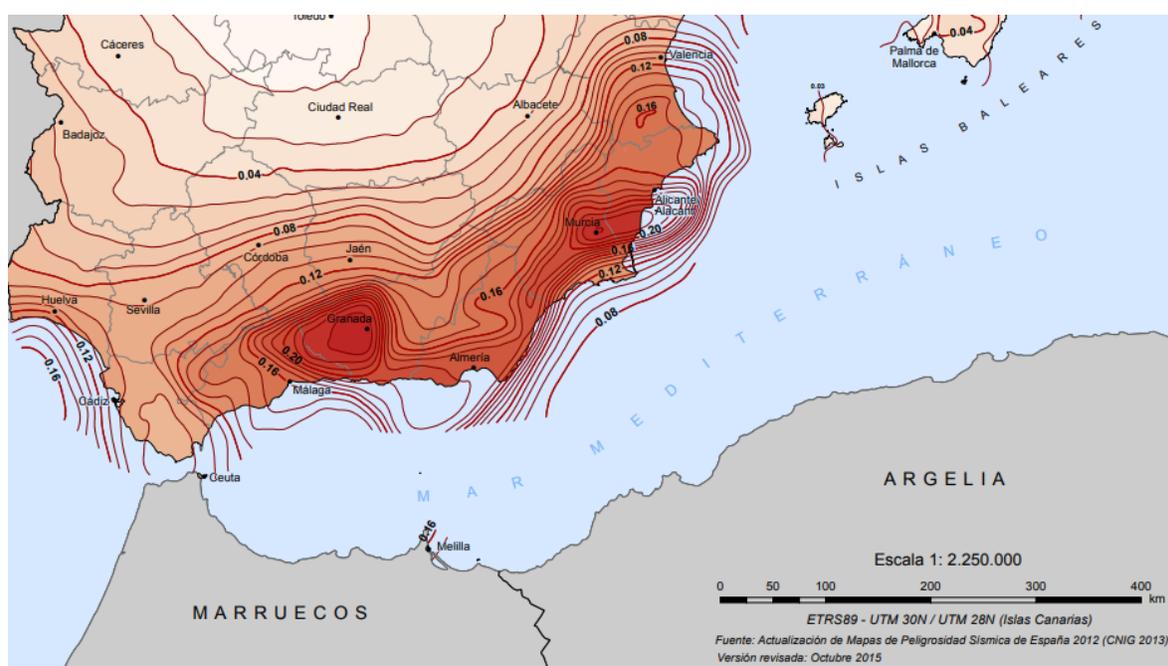


Figura 11 Mapa de peligrosidad sísmica de España en valores de aceleración, de la región sur peninsular, para periodo de retorno de 475 años (IGN, 2012).

Marco Teórico

La neotectónica es la disciplina que se dedica a estudiar los movimientos y deformación de la corteza terrestre que han ocurrido recientemente en el tiempo geológico. La clave de su estudio se encuentra en el paisaje: las formas de relieve y las redes de drenaje son los mejores indicadores de la actividad tectónica reciente. Es decir, la morfología superficial no solo es la expresión de procesos formadores de relieve como el clima o la erosión sino también de la deformación y movimientos internos. Por lo tanto, como el paisaje constituye un reflejo directo del contexto tectónico se han desarrollado numerosos índices geomorfológicos que en conjunto con la aplicación de la información geográfica y los modelos digitales de elevaciones constituyen una herramienta fundamental para el estudio de la neotectónica.

Índices geomorfológicos (morfométricos)

Las geoformas se pueden analizar y caracterizar de forma cuantitativa en términos de su tamaño, elevación, pendiente. Keller y Pinter (1996) proponen que la cuantificación de la morfología del terreno permite comparar distintos entornos para caracterizar áreas de comportamientos particulares o característicos. Los índices geomorfológicos (morfométricos) se incluyen entre las técnicas morfométricas y se desarrollaron como una herramienta de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan rápida deformación tectónica (Chen *et al.*, 2003). Estos índices se basan en el análisis morfométrico de las redes de drenaje y se calculan a partir de información topográfica, de fotografías aéreas y de modelos digitales de elevación (DEM) (Keller y Pinter, 1996).

Curva e integral hipsométrica

La curva hipsométrica, definida por Strahler (1952), relaciona el área relativa de una cuenca hidrográfica por encima (o por debajo) de una elevación relativa de la cuenca. También se puede entender como la representación gráfica de las elevaciones del terreno en función de las superficies correspondientes (Campos, 1992). Se obtiene colocando en las ordenadas los valores de las diferentes alturas de la cuenca referidos a la máxima de la misma y, en las abscisas, los valores de área que se encuentran por encima de las alturas correspondientes, referidos al área total de la cuenca (Racca, 2007). Esta curva de superficie-elevación es una herramienta muy útil para caracterizar el relieve topográfico a lo largo de una cuenca de drenaje y, por lo tanto, estableciendo comparaciones entre distintas cuencas (Pérez-Peña *et al.*, 2009). Cuando las curvas hipsométricas presentan variaciones, ya sea por apartarse de las teóricas o por presentar más de un punto de

inflexión, ello puede relacionarse con controles tectónicos o litológicos. Una curva convexa es típica de un estado joven de madurez; curvas en forma de S se relacionan con un estado de madurez y curvas cóncavas indican un estado de peniplanice (Strahler, 1952). Así mismo, el valor del área relativa que yace bajo la curva, denominada integral hipsométrica (HI), es indicativo del estado de desarrollo de la cuenca; valores superiores al 60 % indican desequilibrio manifiesto en el funcionamiento de la cuenca (juventud en el sentido davisiano), valores rondando el 47 % representan equilibrio (madurez), e inferiores a 30% implican fase de “monadnock” (senectud) (Racca, 2007).

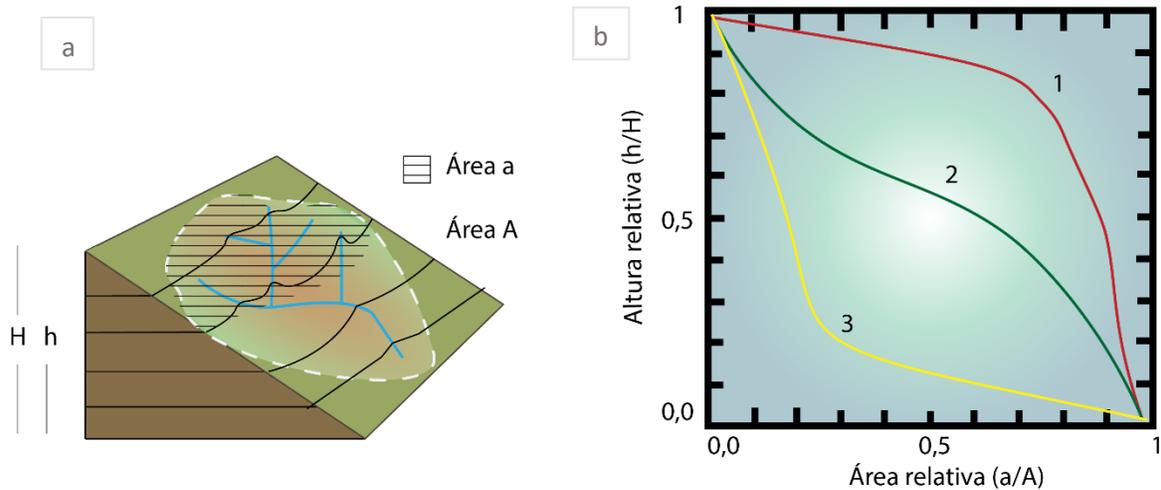


Figura 12 a) El área relativa es la fracción del área (a) sobre esa cota (h) respecto del área total (A); mientras que la altura relativa es la correspondiente a la cota (h), dividida por la altura de la cuenca (H) (modificado de Quezada et al., 2010). b) corresponde a la representación gráfica de los datos obtenidos, donde aparecen tres curvas que significan el ciclo de erosión de la cuenca. La curva 1 corresponde a una etapa de desequilibrio erosivo y representa una cuenca geológicamente joven. La curva 2 corresponde a una etapa de equilibrio erosivo y representa una cuenca geológicamente madura. La curva 3 representa una cuenca erosionada y en estado de senectud (Campos, 1992).

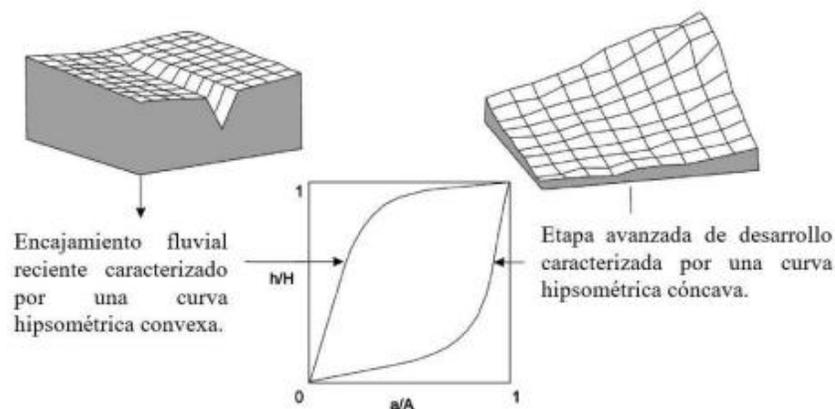


Figura 13 Esquema donde se explica la lógica detrás de la curva hipsométrica. Modificado de Singh (2008).

Con el objetivo de describir la forma y caracterizar a la curva hipsométrica se pueden utilizar diversos coeficientes estadísticos que nos otorgarán la posibilidad de cuantificar los cambios en la morfología de la cuenca. Por un lado, tenemos los coeficientes de *skew* (*asimetría*) y *kurtosis* (*Curtosis*) que describen la distribución de una forma con respecto a una distribución normal (Pérez-Peña *et al.*, 2009). El *skew* determina la asimetría de la distribución respecto a la media mientras que el *kurtosis* es utilizado para indicar los “picos” o “planicies” de una distribución con respecto a la distribución normal (Pérez-Peña *et al.*, 2009). Un valor positivo de *skew* indica que las variables toman valores altos frecuentemente y por lo tanto es asimétrico hacia la derecha mientras que un valor nulo de *skew* significa simetría en la distribución (Pérez-Peña *et al.*, 2009). *Kurtosis* con valores >3 indican un pico más agudo que la distribución normal, *kurtosis* <3 indican una curva más aplanada que la distribución normal (Pérez-Peña *et al.*, 2009). Harlin (1978) y Luo (2000) aplicaron estas estadísticas a la función de distribución de la curva hipsométrica pudiendo interpretarse en términos de erosión y pendiente de la cuenca. El *hypsometry skew* (asimetría hipsométrica) representa la cantidad de erosión remontante en los tramos superiores de la cuenca mientras que el *density skew* (*densidad de asimetría*) denota el cambio de pendiente. El *hypsometry kurtosis* (curtosis hipsométrico) se puede interpretar con la erosión tanto en los tramos superiores como inferiores de la cuenca, mientras que la *density kurtosis* representa la pendiente media de la cuenca (Harlin 1978; Luo 2000).

Perfiles Normalizados

Los ríos en condiciones de equilibrio que fluyen sobre litología homogénea desarrollan un típico perfil de forma cóncava con altos gradientes en las áreas de alimentación y gradientes más

leves cerca de las desembocaduras. La forma cóncava del perfil es consecuencia de la relación inversa que existe entre la descarga (que puede ser aproximado por el área aguas arriba) y el gradiente (que puede ser aproximado por la pendiente del canal). Desviaciones en este equilibrio desarrollará puntos de inflexión en el perfil conocidos como *knickpoints* y producirá cambios en la concavidad de perfil longitudinal tanto aguas arriba como aguas abajo. Estos análisis permiten identificar cambios en los factores de control de los ríos (litología, clima y tasa de elevación tectónica) siendo una herramienta muy utilizada para evaluar el equilibrio entre la erosión fluvial y el levantamiento tectónico (Pérez-Peña *et al.*, 2017).

Demoulin (1998) propuso la representación de los perfiles longitudinales de los ríos en una forma normalizada que se construye a partir de normalizar las elevaciones con respecto a una elevación relativa y las distancias respecto a la longitud total del canal. Esta representación permite comparar ríos con diferentes longitudes y gradientes.

La concavidad (C_t) es definida como el porcentaje de área de un triángulo OAB entre el perfil del río y la línea recta que conecta fuente con desembocadura (Pérez-Peña *et al.*, 2017). Valores negativos o cercanos a 0 de C_t representa perfiles convexos y en desequilibrio, mientras que valores positivos indicarán la concavidad del perfil del río en estado de equilibrio; $C_t=0$ indican perfiles de ríos rectilíneos (Pérez-Peña *et al.*, 2017). Como la concavidad de un río se calcula como una integral, cada punto del perfil se puede definir una concavidad local (C_i) como la distancia del perfil a la línea recta AB (Pérez-Peña *et al.*, 2017). Siguiendo esta asunción se puede definir para cada río un punto de máxima concavidad (C_{max}), un valor que puede otorgarnos información interesante debido a su posición con respecto a L_{max} (posición de la máxima concavidad con respecto a la cabecera del río.) Este valor varía entre 0 – 1, siendo más pequeño en perfiles que están más próximos al equilibrio (Pérez-Peña *et al.*, 2017).

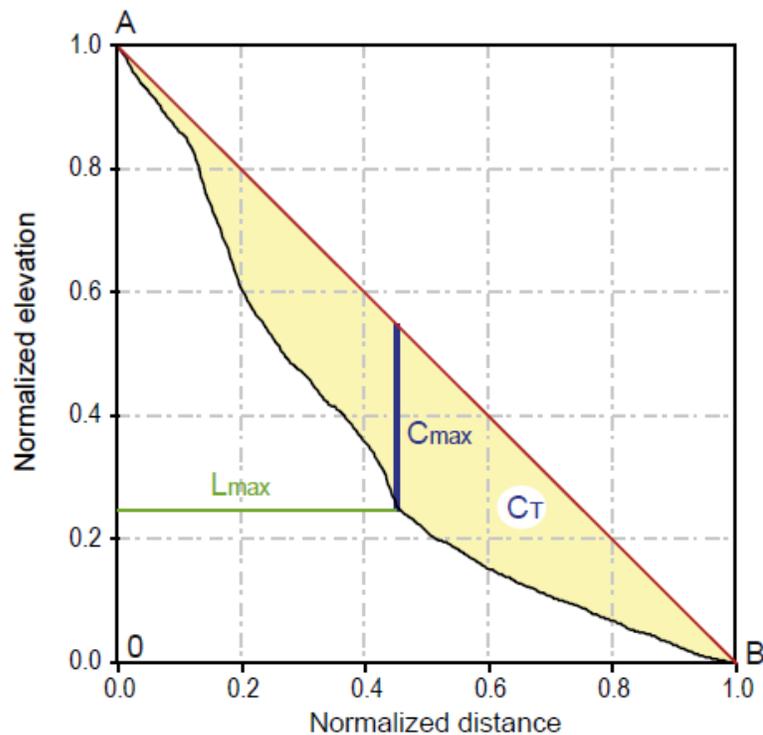


Figura 14 Perfil normalizado y parámetros asociados. A: Cabecera, B: boca, Ct: Concavidad (expresada en porcentaje respecto al triángulo AOB), Cmax: Máxima concavidad, Lmáx: posición de la máxima concavidad con respecto a la cabecera del río (Pérez-Peña et al., 2017).

Índice normalizado de la pendiente (K_{sn})

El análisis del K_{sn} nos brinda información precisa acerca de los cambios a lo largo del río que son muy útiles para la evaluación de evidencia para la componente vertical en las fallas activas. Los canales fluviales tienden a seguir una relación entre la pendiente local (S) y el área de drenaje aguas arriba (A) comúnmente referido a la Ley de Flint (Hack, 1957; Flint, 1974)

$$S = k_s A^{-\theta}$$

donde k_s es el índice de pendiente del canal y θ es el índice de concavidad. Modelos de incisión fluvial predicen una relación monótona entre la pendiente del canal y la tasa de levantamiento de la roca (cuando la erosión es igual a la tasa de elevación de la roca). La relación entre k_s y U varía entre los modelos y depende en el clima, condiciones de la roca y los procesos dominantes de incisión. El índice de pendiente (k_s) este dado respectivamente por:

$$k_s = \left(\frac{U}{k_d} \right)^{\frac{1}{n}}$$

$$k_s = (\beta U / k_\tau)^{\frac{1}{n}t}$$

Donde U es la tasa de levantamiento, n y nt son los exponentes tal que $p=1/n$ o $1/nt$, para Kd y Kt son los coeficientes de la eficiencia erosiva (en función del clima, litología, etc) y β es la fracción total de carga transportada en los canales como carga de fondo. Este modelo predice que la concavidad del canal es independiente de la tasa de levantamiento, clima y litología (Whipple y Tucker, 1999). Es así, que la pendiente del canal se transforma en una muy útil herramienta de medición de la respuesta del paisaje a los cambios de estos factores de control. Sin embargo, ligeras variaciones en θ puede influir de forma significativa en los valores de Ks encontrados en líneas de regresión de Log s vs Log A (Sklar y Dietrich, 1998). Esto puede ser resuelto utilizando una concavidad de referencia fija (Wobus, *et al.* 2006) así los valores de la pendiente del canal pueden ser directamente comparada:

$$S = k_{sn} A^{-\theta_{ref}}$$

Fijando un θ_{ref} y asumiendo que Kd y n no varían sistemáticamente a lo largo del paisaje, K_{sn} (índice normalizado de la pendiente del canal) prueba que es una excelente herramienta de medición para estudiar la relación entre la topografía y la tasa de elevación o erosión.

Parmámetro χ

El parámetro χ (chi) caracteriza la topología de la red de drenaje y su geometría, reflejando el estado dinámico de las cuencas hidrográficas y determinando como las fuerzas tectónicas generan variaciones en la topografía en toda la cuenca de drenaje (Perron y Ryoden, 2013). Generando un mapa de χ y gráficos χ -plot se pueden identificar deformaciones en la red de drenaje, su potencial cambio del área de drenaje y la pendiente local. Cuando se comparan valores de χ en ambos lados de las divisorias se puede determinar el estado de equilibrio de la red de drenaje: cuando existen valores similares en ambos lados de la divisoria sugieren que esta está en equilibrio mientras que una diferencia de valores implica desequilibrio (Willet *et al.*, 2014).

Este parámetro surge de la simple relación entre la pendiente de una red y su área de drenaje que tienen la capacidad de guardar información de las fuerzas externas que van modificando la red. Esta relación puede estar expresada como (1):

$$S = \frac{\partial z}{\partial x} = \left(\frac{U}{k}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}}$$

Donde U equivale al levantamiento tectónico, K es un coeficiente dimensional de erosión, A corresponde al área de drenaje, el cual es un sustituto de la descarga del río (Q), y los exponentes (m y n) son valores dimensionales que provienen de las relaciones hidráulicas del drenaje y el esfuerzo cortante. Cuando la corteza se deforma horizontalmente, se espera que el lecho rocoso de la red de drenaje se deforme acorde. Deformación en la red de canales podría generar un cambio en la distribución del área de drenaje y también en la pendiente local, en consecuencia, la red del río se desviará de la ecuación anterior (Guerit *et al.* 2018). Willet *et al.* (2014) postuló que la violación a la ecuación (1) que puede entenderse como una distribución de área de drenaje desequilibrada y la topología (estudio de configuraciones geométricas) de las líneas de corriente se puede identificar observando χ un parámetro transformado de distancia a lo largo del canal (Perron y Royden, 2013) que emerge de la integración de la ecuación 1 del flujo del río, desde la base del nivel x_b al punto x (ecuación 2).

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{K \cdot A_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} \chi(x)$$

Donde:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x')} \right)^{\frac{m}{n}} dx'$$

Z_b es la elevación en el nivel de base de la red de drenaje en $x=x_b$. La cantidad χ , es una función integral de la posición de la red de drenaje (Perron y Ryoden, 2013) donde x es la distancia longitudinal del punto de nivel de base; A_0 es un área de escala arbitraria (de referencia); $A(x')$ es el área de la cuenca aguas arriba en la locación x' ; m y n son exponentes aplicados a la pendiente y área de la cuenca respectivamente.

En condiciones estables, la ecuación (2) implica que dos puntos proximales a lo largo de una división, que poseen la misma elevación Z deberían tener el mismo valor de χ siempre que la velocidad de levantamiento U y tasa de erosión K estén bajo los mismos patrones de espacio y tiempo (Willet, *et al.* 2014). Por el contrario, diferencias en χ a lo largo de una división puede interpretarse como un estado transitorio (en desequilibrio) (Willet *et al.*, 2014).

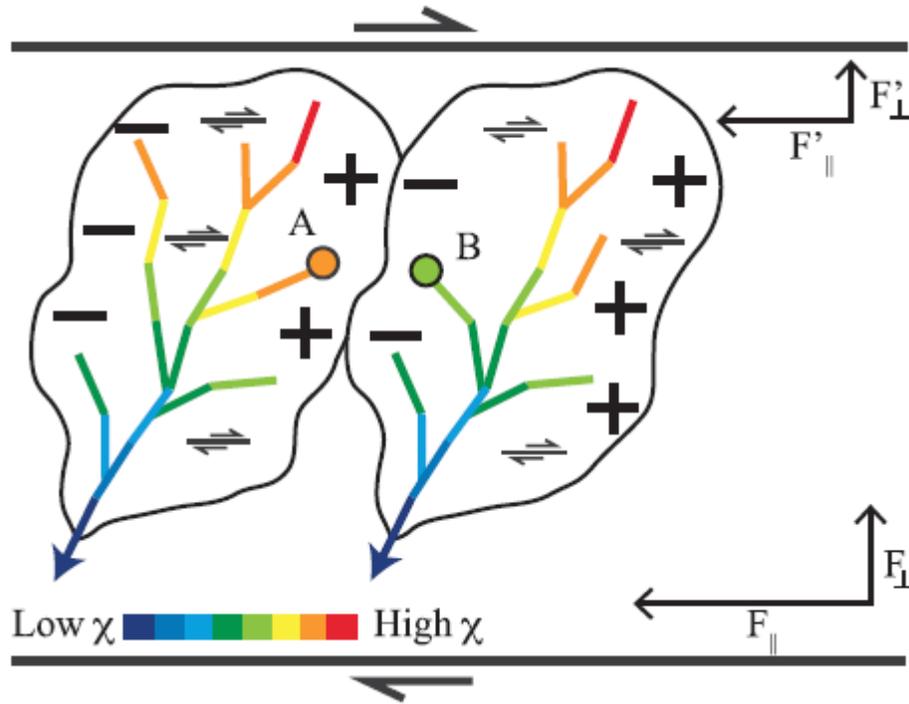


Figura 15 Mapa de χ entre dos cuencas adyacentes en un contexto de cizallamiento. La deformación causa cambios en la geometría de las dos cuencas en la longitud del flujo y en el área de drenaje aguas arriba dando lugar a que no se respete la ecuación (1). Debido a estos procesos χ toma valores más altos en el punto A con respecto del punto B. La división entre esos dos puntos es afectado por lo tanto por un gradiente en χ ($\Delta\chi$). A partir de que $\Delta\chi \neq 0$, se puede inferir la existencia de deformación horizontal (Guerit et al., 2018).

Knickpoints y knickzones

Los cambios bruscos en la pendiente del lecho de un río que se observan a lo largo de un perfil longitudinal son conocidos como *knickpoints* (Von Engel, 1940) y a una zona de inflexiones como *knickzones*. Éstos son elementos dinámicos del relieve que reflejan procesos tectónicos, climáticos y geomorfológicos. La presencia de los *knickpoints* (fig. 16) en el sistema fluvial se asocia con la presencia del desequilibrio y el consecuente incremento en la incisión, por tanto, no son simples elementos del paisaje, sino formas transitorias del mismo (Castillo y Lugo-Hubp, 2011).

Los *knickpoints* están totalmente relacionados con la caída del nivel de base de los ríos (proceso que está comunicado con la tectónica y la erosión). Si en él existen condiciones de equilibrio, el levantamiento tectónico (U) se compensa ante la erosión (K) (ecuación 1). El incremento de la actividad tectónica durante un periodo determinado ($U > K$) produce un desajuste dado por un movimiento negativo del nivel de base de los ríos. Si ocurre lo anterior, se forma un escarpe (*knickpoint*) o un perfil convexo en la desembocadura de los ríos y migra aguas arriba en forma de onda cinemática (Whipple y Tucker, 1999). Los procesos de formación y retroceso de

knickpoints son de relevancia en las zonas de márgenes activas donde el relieve se encuentra en un estado de transición y la dinámica erosiva general es alta (Burbank y Anderson, 2001).

$$S = \frac{\partial z}{\partial x} = \left(\frac{U}{k}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}}$$

Donde U es levantamiento tectónico, K es un coeficiente dimensional de erosión, A es el área de drenaje y los exponentes (m y n) son valores dimensionales que provienen de las relaciones hidráulicas del drenaje y el esfuerzo cortante (Whipple y Tucker, 1999).

Por lo tanto, la existencia de los *knickpoints* y *knickzones* se puede deber a estructuras geológicas que produzcan heterogeneidades en el levantamiento local de la superficie; diferentes litologías que provoquen un contraste en las tasas de erosión; la existencia de fenómenos de captura fluvial que provocan un aumento repentino en el área de drenaje y movimientos relativos al nivel del mar (Capó y García, 2014).

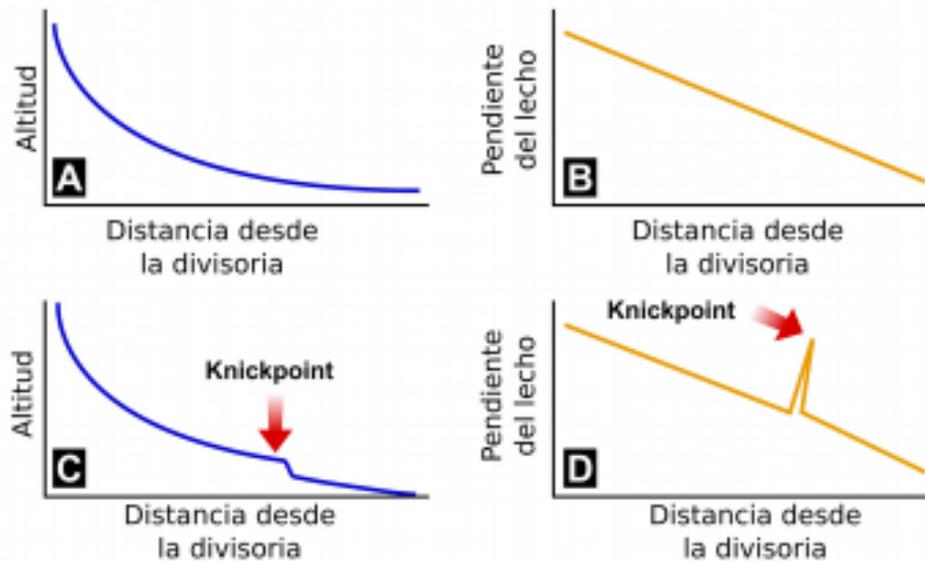


Figura 16 Esquema representativo de un perfil longitudinal en equilibrio (A y B) y en desequilibrio (C y D). Las pendientes del lecho en B y D tienen una forma lineal cuando se representan en una escala logarítmica. En A el perfil del río tiene una forma cóncava, típica de un estado en equilibrio, las pendientes del lecho (B) satisfacen la condición expresada en la ecuación 2. En C, la presencia del desequilibrio está dado por un fuerte desnivel (knickpoint) en la topografía y por lo tanto existe una ruptura en el escalamiento de las pendientes del lecho (D), condición que denota un desequilibrio en el sistema fluvial (Castillo y Lugo-Hubp 2011)

Materiales y Métodos

Datos

En este trabajo se utilizaron los siguientes recursos:

- Modelo Digital del Terreno – MDT 05, modelo digital del terreno 1ª Cobertura con paso de malla de 5 m. Se ha obtenido por interpolación a partir de la clase terreno de vuelos LIDAR de la primera cobertura del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA).
- Modelo Digital del Terreno – MDT 25, 1ª Cobertura con paso de malla de 25 m. Se ha obtenido por interpolación a partir de la clase terreno de vuelos LIDAR de la primera cobertura del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA).
- Imágenes satelitales en composición color natural de Google Maps.
- Hojas Geológicas del Mapa Geológico Nacional de España (MAGNA 50) con escala 1:50.000 realizado entre 1972 y 2003 por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Estas Hojas Geológicas corresponden a la zona de estudio: 1009 (Granada), 1010 (Lapeza), 1026 (Padul), 1027 (Guejar), 1041 (Durcal), 1042 (Lanjarón).

Metodología

Para la deducción de actividad reciente en la zona de cizalla se siguió la metodología de Guerit *et al.* (2019). Los procedimientos racionales utilizados se enfocan en el análisis y procesamiento de modelos digitales de elevación e imágenes satelitales con la utilización de *softwares* de sistemas de información geográfica (ArcGIS, QGIS, SAGA GIS). A partir de la aplicación de estos *softwares* se llevó a cabo el reconocimiento del relieve y lineamientos estructurales, la delimitación de subcuencas hidrográficas, la extracción e interpretación de las redes de drenaje y el cálculo de índices geomorfológicos (fig. 17). Con la integración de estudios científicos de la zona de estudio y los resultados obtenidos se establecen puntos de observación para el trabajo de campo. Finalmente, en los puntos de observación se evacúan dudas generadas durante el procedimiento antes descrito y se da lugar a la interpretación general de los datos.

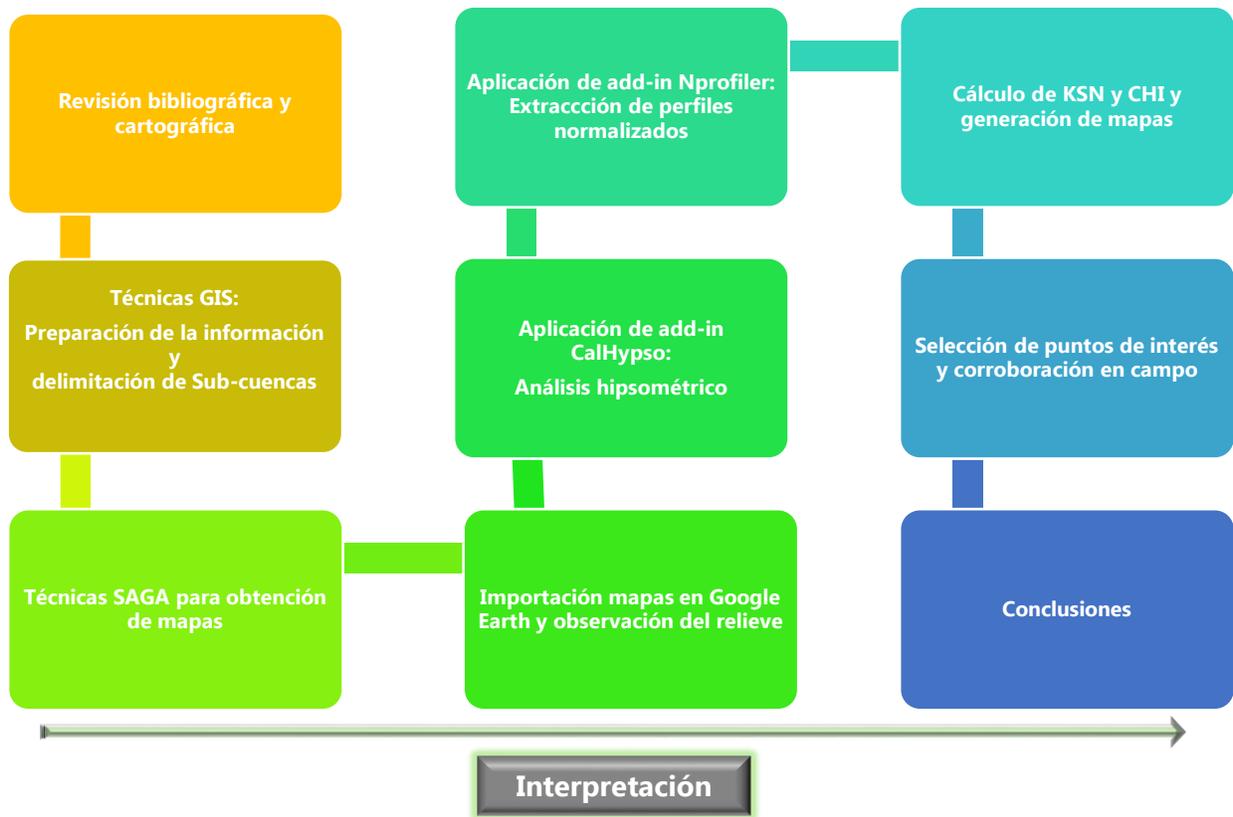


Figura 17 Diagrama de flujo de trabajo.

- Preparación de la información: DEMs

Utilizando el *software* ArcGIS se generó un raster integrando seis modelos digitales de elevación de 25 por 25 metros de alta resolución con las herramientas del *ArcToolBox*. Luego con las coordenadas de la zona de estudio se recortó lo que quedó por fuera de los límites obteniendo el raster de la zona de estudio. Luego se procedió a remover pequeñas imperfecciones de la superficie del raster con la herramienta *fill* del *ArcToolbox* rellenado espacios vacíos (falta de información).

Es importante destacar que en el desarrollo del trabajo se utilizó un único sistema de coordenadas: European Terrestrial Reference System 1989 (ETRS 1989) UTM Zona 30N.

- Delimitación de subcuencas hidrográficas y construcción de la red de drenajes

Arc Hydro Tools es un conjunto de herramientas y modelo de datos de carácter geoespacial y temporal (desarrollado por el Centro de Investigaciones en recursos de agua de la Universidad de Texas, Austin) capacitado para preparar los datos, analizarlos, procesarlos y llevar a cabo simulaciones hidrológicas. Para la generación de las subcuencas hidrográficas y la extracción de la red de drenajes se utilizaron estas herramientas que operan en el entorno de ArcGIS.

Se calculó la dirección y acumulación del flujo con un *threshold* de 0,02km para generar una red suficientemente densa para definir e individualizar los cauces de interés. Una vez definidos los cauces determinamos cuál es su cuenca de captación.

- Técnicas SAGA y observación del relieve

Luego de delimitar las subcuencas de interés, se procede a importar los DEMs en el *software* SAGA GIS para generar tres mapas que faciliten la visualización de las formas y lineamientos de la del relieve en Google Earth. Se genera un mapa topográfico, un mapa morfológico y un mapa que combina la topografía con las pendientes (fig. 18). Obtenido los mapas se importan finalmente a Google Earth (formato .KMZ) y se utilizan polígonos, líneas y puntos para resaltar geoformas y lineamientos que destaquen en la superficie. Se enfocaron las observaciones en las zonas de las subcuencas.

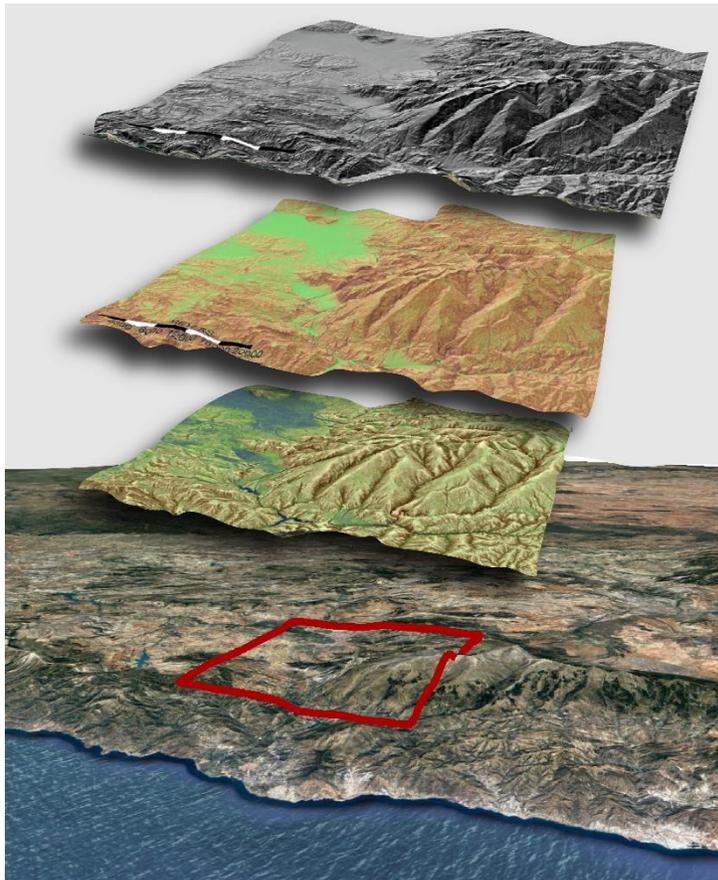


Figura 18 Serie de capas generadas en SAGA GIS para la zona de estudio con el objetivo de facilitar las observaciones.

- Análisis hipsométrico

Utilizando CalHypso (Pérez-Peña *et al.*, 2008), un *add-in* (extensión) de GIS, se obtuvo a partir de los DEM (5 m de resolución) las curvas hipsométricas e integral de cada una de las subcuencas trazadas. Esta extensión es una metodología nueva y sencilla para extraer las curvas hipsométricas utilizando las propiedades del “*inter data-model*” de ArcGIS y las sumas de algoritmos. Además de las curvas y la integral hipsométrica se determinaron los siguientes

coeficientes: *skewness*, *kurtosis*, *density skewness* y *density Kurtosis*. Una vez hecho el análisis hipsométrico, se volcaron los datos en una planilla de Excel, se clasificaron a cada una de las cuencas según el estado de madurez y se realizó un mapa.

- **Perfiles normalizados**

Para extraer los perfiles normalizados se utilizó, como en el análisis hipsométrico, una extensión de GIS llamado Nprofiler (Pérez-Peña *et al.*, 2017) que toma como *input data* clases de entidades lineales y el DEM como fuente de elevación. Una vez extraídas las distancias y elevaciones de cada perfil normalizado de río se calcularon los índices de CT, Cmax y Lmax. La herramienta también permite eliminar "picos" (puntos con una altura mayor que los puntos aguas arriba debidos a errores en el DEM y suavizar el perfil). Se volcaron en un Excel los valores obtenidos y en los datos del análisis hipsométrico se interpretaron las subcuencas.

- **Cálculo del K_{sn} y generación de mapas**

Para el cálculo y generación de los parámetros morfométricos χ y K_{sn} , se utiliza el *script* de QGIS elaborado por Pérez-Peña, en los cauces principales de la red de drenaje al Oeste de Sierra Nevada.

Cuando se aplica el *script* y se obtiene el índice K_{sn} para cada tramo de la red de drenaje, se genera una clasificación de colores graduados donde en el histograma se observa la distribución de valores. Se realiza una separación utilizando como referencia la campana de Gauss que involucraría los valores no anómalos. Los valores anómalos, que son aquellos que quedan por fuera de la distribución de Gauss (fig. 19), nos marcan cambios litológicos, fallas activas y aquello que perturba a los ríos. Los datos de K_{sn} intermedios están dentro de la "normalidad" del río. Cuando hay valores muy altos en el histograma se revisa la tabla de atributos para ver errores/valores que descartar. Por ejemplo, en el cauce 1 un segmento toma el valor de 1939,044 mientras que los valores restantes rondan en un intervalo de 0-249. Se procede a descartar el intervalo 230-1939. Por un lado, exportamos la tabla de atributos a Excel y se vuelcan los datos en un gráfico de L vs Z & K_{sn} . Por otro lado, una vez hecha la clasificación realizamos las observaciones en los cauces principales (en total 4) de aquellos tramos con perturbaciones, colocamos nodos de observación con *shapes* de puntos y exportamos como nueva capa para Google Earth. En conjunto con la cartografía geológica del IGM, se observa litología y fallas sobre aquellos tramos con K_{sn} anormales.

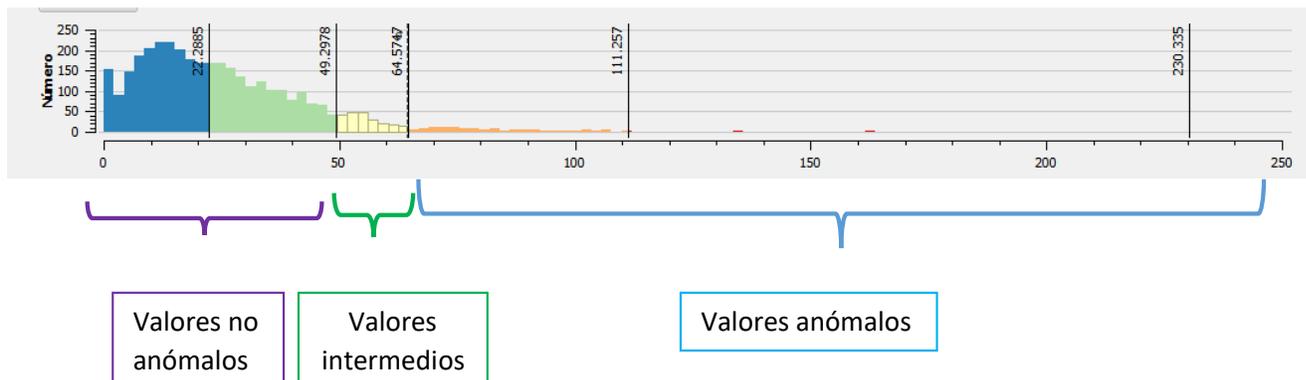


Figura 19 Histograma en QGIS con distribución de valores y su clasificación.

- Cálculo de χ y generación de mapas
 Con el mismo *script* aplicado para el cálculo del K_{SN} , se obtiene los valores de χ para identificar la distribución de áreas de drenaje y líneas de corriente que no se encuentran en equilibrio y a su vez definir entre cuencas agresoras (cuenca que gana área) y cuencas víctimas (cuenca que pierde área). Se extrae la base de datos de la tabla de atributos y prosigue a realizar un χ -plot para identificar *knickpoints* y *knickzones*.
- Selección de puntos de interés y corroboración en campo
 Observando de forma integrada la información obtenida a partir de los análisis y en conjunto con la exploración del terreno en Google Earth, se seleccionan puntos de interés para visitar en campo. Estos puntos de interés son *knickpoints* o *knickzones* que no se les ha podido dar una interpretación final desde el trabajo en gabinete.

Resultados

A partir de la generación de un mapa topográfico (fig. 20) se puede observar con claridad lineaciones de orientación NE-SW representando un patrón general al W de Sierra Nevada. Salta a la vista que estas lineaciones desaparecen entre los paralelos $N37^{\circ}05'24''$ $N37^{\circ}05'6'$ y luego continúan. Al N de la zona de estudio algunas de estas lineaciones coinciden con fallas cartografiadas y/o tienen la misma orientación mientras que en algunos casos cortan perpendicularmente a fallas normales. Por otro lado, al centro y S no hay prácticamente conjunción de la orientación de las fallas con las lineaciones observadas siendo más común que estas corten perpendicularmente o sub-perpendicular a las fallas.

Desde el punto de vista morfológico (Fig. 20) resaltan zonas de bajo relieve que se encuentran a alturas que varían desde 1100-1800 metros. La morfología de las crestas de las montañas suele ser de altas pendientes con ríos incisivos que han modelado su superficie, no obstante, se observan morfologías alomadas y suaves donde no ha llegado la incisión fluvial. Estas características evidencian zonas relictas de un relieve anterior, es decir un relieve que se ha levantado en relación a su entorno. Entre los paralelos $N37^{\circ} 3'$ y 37° y los meridianos $W3^{\circ}37'$ a $3^{\circ} 33'$ se observa en la hoja de Padul (1:50.000 hoja MAGNA) que estas zonas bajas corresponden a dolomías y mármoles del Triásico superior y a sedimentación del Mioceno superior (material detrítico, limos, yesos, conglomerados y arenas). Azañon *et al.*, (2015) ha tomado esta sedimentación como referencia para calcular la tasa de levantamiento del relieve (100-120mts/Ma). Hacia el N y al E de estas coordenadas se pueden observar morfologías similares de bajo relieve donde la litología predominante son micaesquistos feldespáticos y micaesquistos epidóticos del Mulhacén además de filitas y cuarcitas permotriásicas y caliza con dolomías del manto Castaras. Existen fallas normales y cabalgamientos con orientación NE-SW.

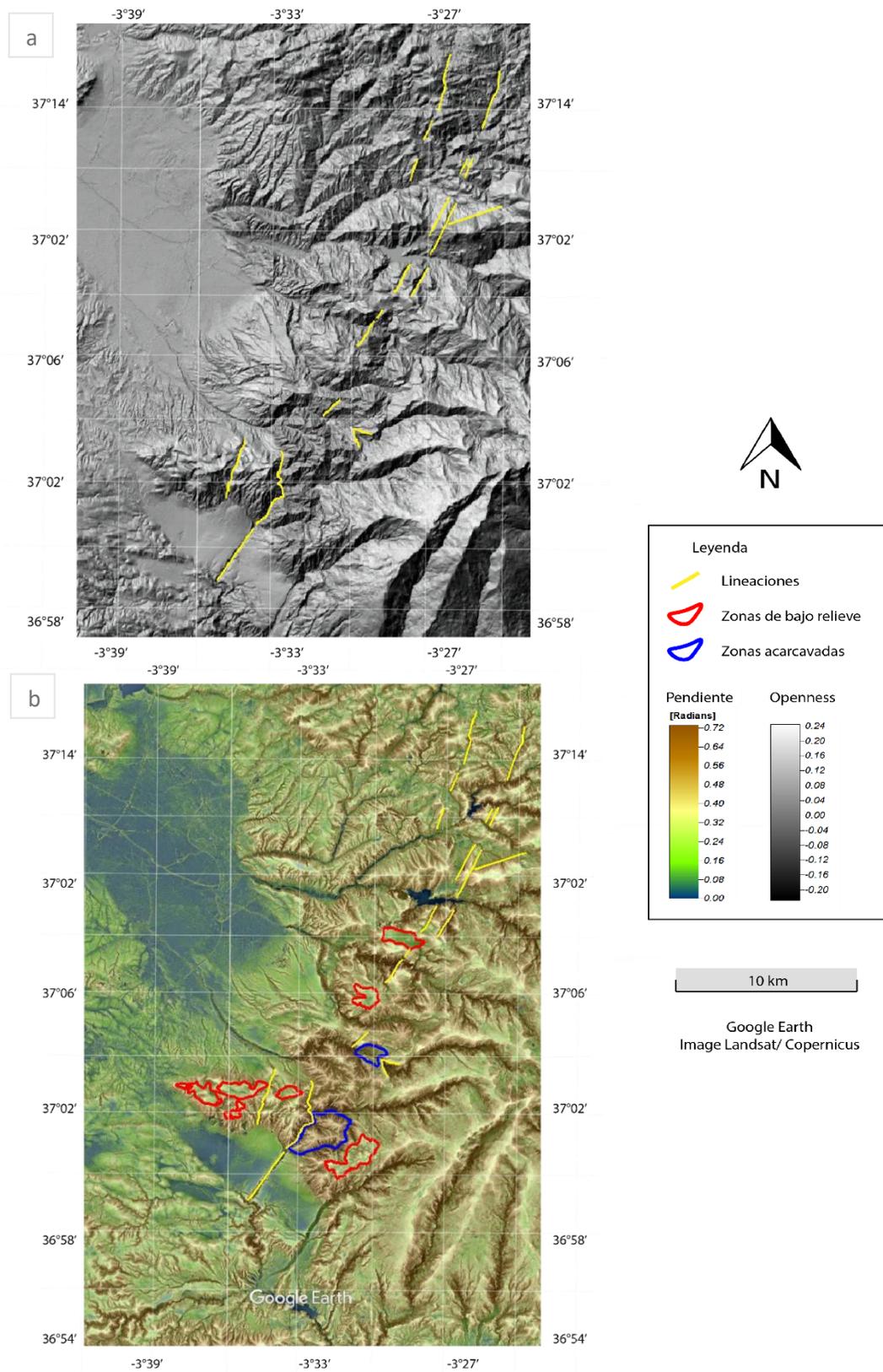


Figura 20 a) Mapa topográfico elaborado en SAGA GIS de la zona de estudio donde se observan claras lineaciones de orientación NE-SW. Opennes ("apertura"): expresa el grado de dominio (valores positivos) o encerramiento (valores negativos) de una ubicación b) Mapa morfológico de la zona de estudio donde se observan las lineaciones, las zonas de bajo relieve y las zonas acarcavadas.

Es interesante que, en contraste a los bajos relieves existentes, hay zonas muy atacadas por la incisión fluvial (zonas azules fig. 20). Esto es causado posiblemente por la litología de característica homogénea (dolomías y mármoles dolomíticos) correspondiente al Complejo Alpujarride y/o a las estructuras principales del área. La falla de Nigüelas o las fallas secundarias que compartimentan Sierra Nevada darían lugar a que los ríos se orienten de tal forma que la incisión llegara a estas zonas.

Se obtuvo la curva e integral hipsométrica para cada una de las 54 subcuencas de la zona de estudio (ver tabla 1), que nos permite compararlas con facilidad entre ellas a pesar de poseer distintos tamaños. La mayoría de ellas se encuentran en fase de madurez (82,14%) en estado de equilibrio, mientras que la minoría (16,07%) posee un gran potencial erosivo presentándose en una fase de juventud. La subcuenca número 51 es el único caso de fase de senectud. Es de destacar que las cuencas con mayores valores de HI (<0,60) se encuentran aproximadamente alineadas con una orientación NE-SW y en su mayoría al centro y S de la zona de estudio lo cual sigue la tendencia de la posible zona de cizalla (fig. 22). Al N los valores de HI oscilan en su gran mayoría entre 0,40 y 0,60, mientras que al S entre 0,40 a >0,60.

Observando las curvas hipsométricas (fig.21) de las subcuencas en fase de juventud que siguen la tendencia de la posible zona de cizalla se puede encontrar que estas presentan curvas irregulares con pequeñas convexidades. Esto último, nos estará indicando que un agente externo ha modificado el equilibrio y por lo tanto se daría posteriormente un nuevo proceso de ajuste de la red de drenaje para volver alcanzar la estabilidad.

Por otro lado, se obtuvo el perfil normalizado y los parámetros morfométricos relacionados para los cursos principales de cada una de las 56 subcuencas (ver tabla 2). Se resalta a lo largo de toda la zona de estudio, perfiles de poca concavidad y convexos (valores negativos de Ct y cercanos a 0). Al S de la zona de estudio hay mayor concentración de este tipo de perfiles. Muchos coinciden con fallas normales cartografiadas (6, 14, 15, 19, 36, 37) o atraviesan una o varias de ellas (11, 36). También, hay ríos que coinciden con contactos litológicos (26, 32, 36, 50, 52, 54, 55).

Tabla 1 Resultados del análisis hipsométrico para las 56 cuencas.

Cuenca	HI	Skewness	Kurtosis	Density Skweness	Density Kurtosis	Estado de Cuenca	Fase
1	0,559	0,436	2,207	-0,37	1,964	En equilibrio	Madurez
2	0,56	0,432	2,151	-0,153	1,646	En equilibrio	Madurez
3	0,619	0,299	1,999	-0,436	1,717	Gran potencial erosivo	Juventud
4	0,512	0,442	2,079	0,165	1,561	En equilibrio	Madurez
5	0,524	0,437	2,115	0,073	1,527	En equilibrio	Madurez
6	0,614	0,291	1,981	-0,367	1,688	En equilibrio	Madurez
7	0,464	0,416	2,081	-0,033	1,429	En equilibrio	Madurez
8	0,493	0,525	2,276	0,093	1,705	En equilibrio	Madurez
9	0,557	0,329	2,023	-0,331	1,63	En equilibrio	Madurez
10	0,503	0,404	2,078	-0,031	1,465	En equilibrio	Madurez
11	0,636	0,24	1,94	-0,487	1,688	Gran potencial erosivo	Juventud
12	0,682	0,233	1,967	-0,86	2,274	Gran potencial erosivo	Juventud
13	0,505	0,392	2,066	-0,074	1,457	En equilibrio	Madurez
14	0,539	0,256	1,918	-0,14	1,34	En equilibrio	Madurez
15	0,564	0,211	1,91	-0,458	1,522	En equilibrio	Madurez
16	0,462	0,422	2,108	-0,07	1,485	En equilibrio	Madurez
17	0,598	0,359	2,15	-0,509	2,223	Gran potencial erosivo	Juventud
18	0,607	0,36	2,059	-0,267	1,683	Gran potencial erosivo	Juventud
19	0,702	0,182	1,929	-0,975	2,429	Gran potencial erosivo	Juventud
20	0,465	0,405	2,08	-0,003	1,516	En equilibrio	Madurez
21	0,384	0,54	2,15	0,745	2,137	En equilibrio	Madurez
22	0,557	0,304	2,031	-0,73	2,201	En equilibrio	Madurez
23	0,556	0,359	2,039	-0,166	1,498	En equilibrio	Madurez
24	0,514	0,336	2,019	-0,264	1,505	En equilibrio	Madurez
25	0,534	0,365	2,036	-0,089	1,482	Equilibrio	Madurez
26	0,405	0,507	2,135	0,552	1,853	Equilibrio	Madurez
27	0,529	0,472	2,162	0,155	1,633	Equilibrio	Madurez
28	0,606	0,368	2,087	-0,387	1,798	Gran potencial erosivo	Juventud
29	0,384	0,505	2,169	0,284	1,545	Equilibrio	Madurez
30	0,489	0,559	2,303	0,273	1,833	En equilibrio	Madurez
31	0,449	0,472	2,136	0,24	1,556	En equilibrio	Madurez
32	0,498	0,366	1,982	0,256	1,45	En equilibrio	Madurez
33	0,477	0,462	2,171	0,027	1,629	En equilibrio	Madurez
34	0,49	0,479	2,158	0,21	1,577	En equilibrio	Madurez
35	0,536	0,392	2,056	0,023	1,48	En equilibrio	Madurez
36	0,572	0,29	1,981	-0,38	1,587	En equilibrio	Madurez
37	0,563	0,345	2,03	-0,222	1,55	En equilibrio	Madurez
38	0,473	0,473	2,15	0,225	1,632	En equilibrio	Madurez
39	0,508	0,37	2,062	-0,202	1,575	En equilibrio	Madurez
40	0,408	0,372	1,987	0,289	1,493	En equilibrio	Madurez
41	0,566	0,259	1,93	-0,216	1,406	En equilibrio	Madurez
42	0,458	0,331	1,967	0,074	1,376	En equilibrio	Madurez
43	0,612	0,147	1,856	-0,344	1,317	Gran potencial erosivo	Juventud
44	0,514	0,461	2,161	0,059	1,604	En equilibrio	Madurez
45	0,481	0,41	2,07	-0,002	1,416	En equilibrio	Madurez
46	0,439	0,586	2,34	0,318	1,74	En equilibrio	Madurez
47	0,448	0,456	2,095	0,35	1,633	En equilibrio	Madurez
48	0,588	0,348	2,067	-0,449	1,837	En equilibrio	Madurez
49	0,46	0,583	2,36	0,234	1,731	En equilibrio	Madurez
50	0,566	0,227	1,943	-0,683	1,853	En equilibrio	Madurez
51	0,324	0,583	2,209	0,688	1,956	Sedimentación	Vejez
52	0,654	0,247	1,945	-0,468	1,657	Gran potencial erosivo	Juventud
53	0,597	0,416	2,143	-0,237	1,77	En equilibrio	Madurez
54	0,575	0,372	2,069	-0,234	1,607	En equilibrio	Madurez
55	0,515	0,489	2,237	-0,043	1,767	En equilibrio	Madurez
56	0,525	0,36	2,007	0,023	1,395	En equilibrio	Madurez

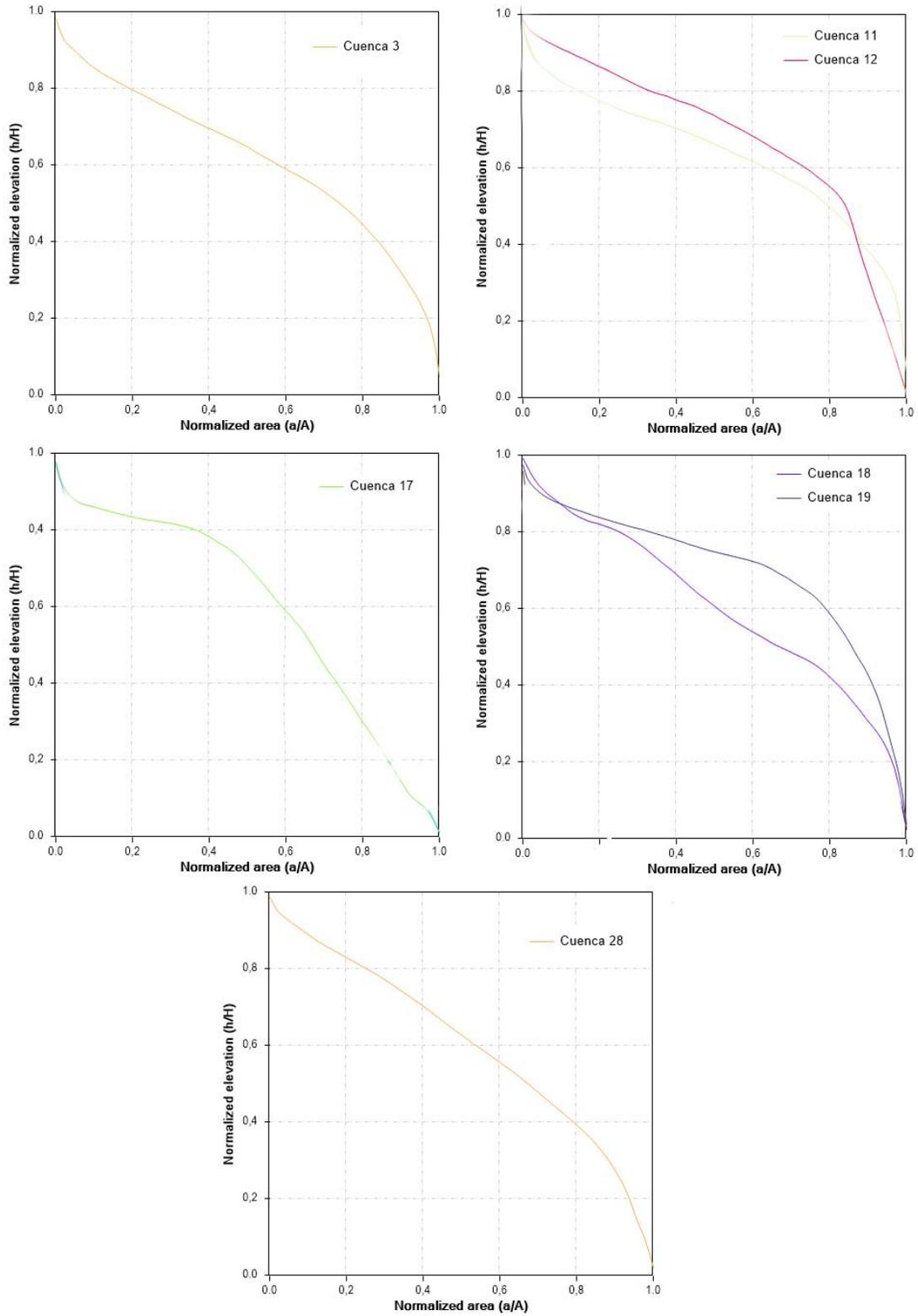


Figura 21 Curvas hipsométricas de las subcuencas con gran potencial erosivo que siguen la tendencia de la zona de cizalla.

Tabla 2 Valores de los parámetros morfométricos relacionados a los perfiles normalizados para cada subcuenca.

Cuenca	Concavity	MaxC	dL	Cuenca	Concavity	MaxC	dL
1	3,63	0,058	0,475	29	5,42	0,059	0,388
2	15,63	0,17	0,275	30	20,54	0,228	0,451
3	-19,11	0,001	0	31	25,42	0,243	0,467
4	-2,94	0,011	0,094	32	-0,88	0,686	0,298
5	17,78	0,139	0,604	33	1,76	0,058	0,329
6	-12,69	0,01	0,957	34	17,11	0,194	0,298
7	11,53	0,092	0,376	35	19,57	0,178	0,502
8	7,11	0,071	0,322	36	-13,39	0,013	0,922
9	3,35	0,047	0,373	37	-8,27	0,023	0,788
10	11,21	0,08	0,561	38	2,84	0,072	0,286
11	-27,67	0	0	39	6,75	0,439	0,553
12	0,29	0,063	0,78	40	-4,77	0,016	0,145
13	14,05	0,131	0,624	41	-11,93	0	0
14	-26,39	0,003	0,992	42	-0,96	0,038	0,361
15	-22,3	0,005	0,976	43	-23,98	0	0
16	17,05	0,169	0,188	44	-1,89	0,06	0,412
17	-5,52	0,042	0,882	45	10,8	0,133	0,102
18	-5,18	0,019	0,961	46	8,07	0,111	0,533
19	-22,86	0,006	0,98	47	0,63	0,034	0,773
20	16,78	0,162	0,22	48	11,53	0,094	0,318
21	17,47	0,169	0,514	49	18,43	0,159	0,431
22	20,87	0,283	0,576	50	-10,4	0,044	0,745
23	10,55	0,113	0,627	51	26,8	0,226	0,282
24	2,23	0,043	0,729	52	-5,39	0,018	0,247
25	<i>no data</i>			53	11,93	0,123	0,298
26	-9,07	0,047	0,106	54	-4,36	0,014	0,522
27	6,3	0,095	0,478	55	-3,48	0,032	0,867
28	11,3	0,107	0,286	56	10,08	0,085	0,537

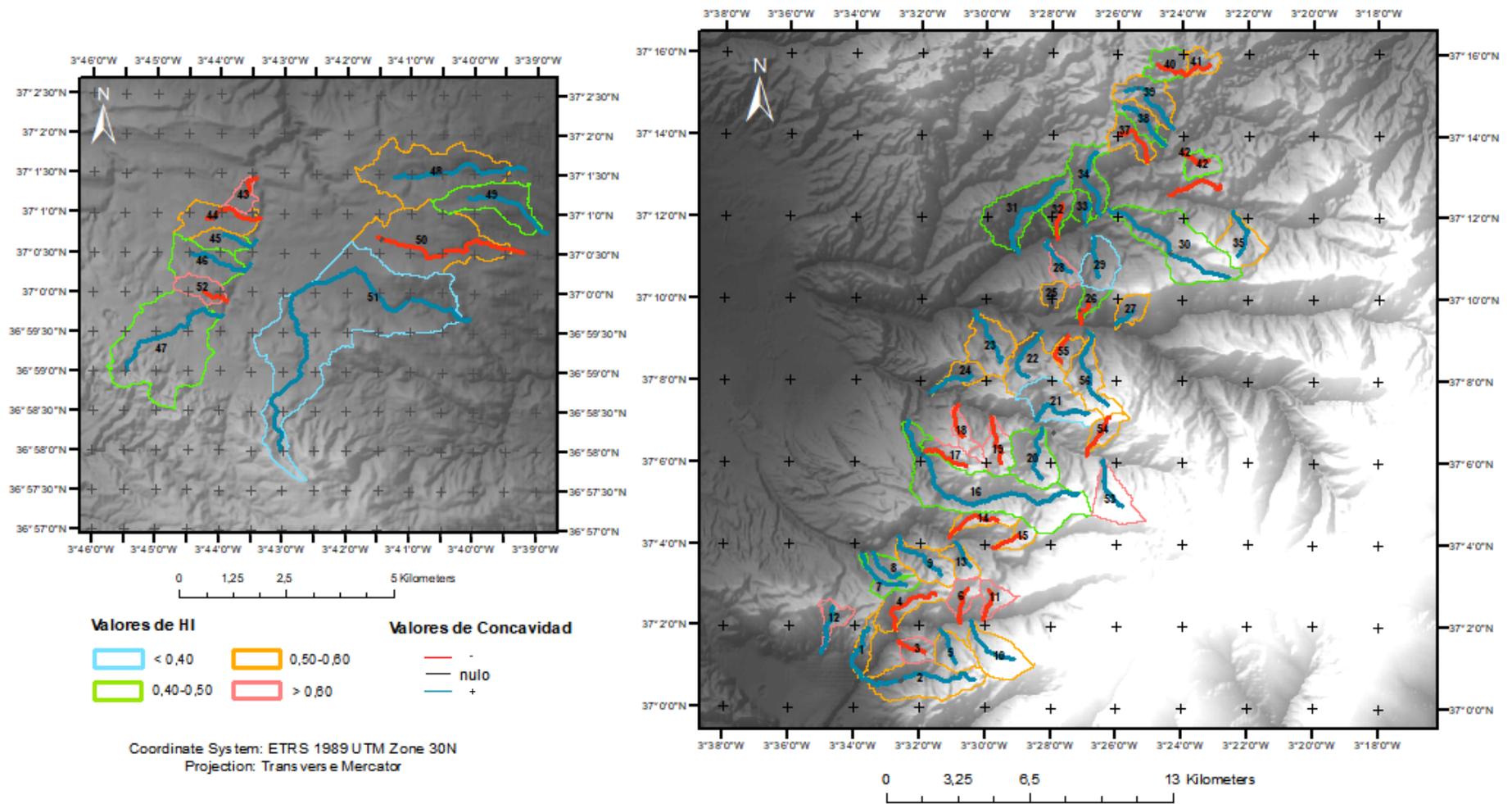


Figura 22 Mapa donde se representan las subcuencas en estudio con sus valores respectivos de HI y Concavidad (positivos, negativos y nulos). Valores <0,40 representan estados de senectud de la cuenca, valores entre 0,40 y 0,60 estado de madurez y >0,60 estado de madurez y >0,60 estado de juventud.

A partir de los índices evaluados, se han encontrado patrones interesantes en la formación de *knickpoints* y *knickzones*. Estos están marcados por un cambio distintivo en la pendiente del cauce (puntos de inflexión, concavidades o escalones) y pueden ser identificado a través de representaciones gráficas tales como:

- *Z vs Chi*
- *L vs Z*
- *Pendiente vs área*
- *L vs Z & K_{sn}*

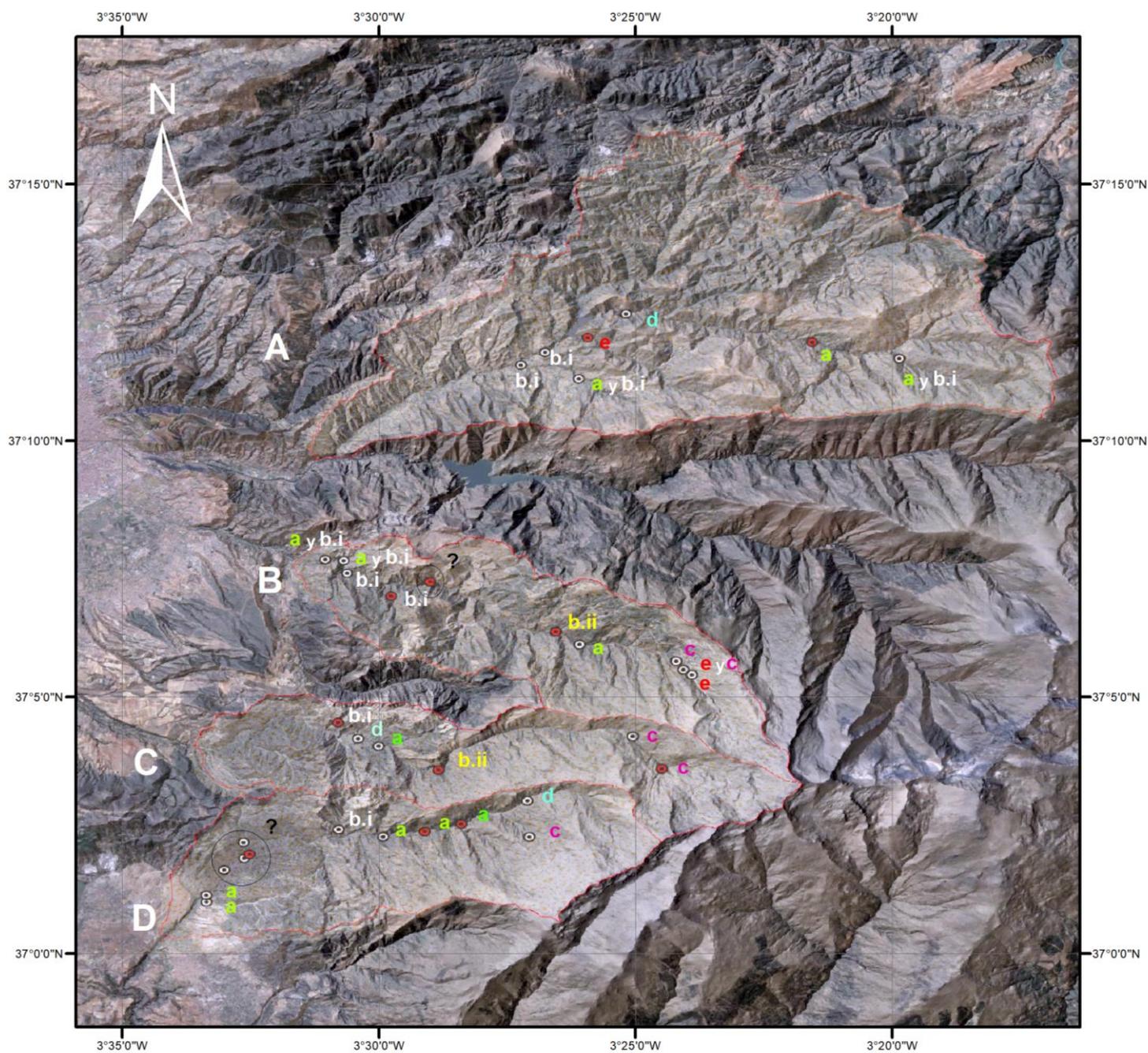
Los cauces de las cuatro cuencas transcurren sobre una superficie compleja en cuanto a su geología estructural, heterogeneidad litológica y rasgos geomorfológicos. Así es como a partir de los análisis realizados y la corroboración en campo se propone la siguiente clasificación (fig. 23):

- a) Litológicos: *knickpoints* o *knickzones* en consecuencia a los contrastes litológicos y sus propiedades intrínsecas principalmente la resistencia a la erosión, grado de fracturación y corrosión kárstica. Esto produce que la incisión del río sea diferencial en los contactos litológicos originando cambios bruscos en la pendiente. En el área de estudio gran parte de los *knickpoints* puntuales coinciden con contactos litológicos
- b) Actividad tectónica:
 - i. Fallas: formación de *knickpoints* o *knickzones* debido al ajuste de nivel de base. La zona de estudio tiene una alta deformación y a lo largo del área se encuentran múltiples sistemas de fallas. Gran parte de los *knickpoints* y *knickzones* coinciden con fallas cartografiadas.
 - ii. Despegue de Mecina: es una falla normal de bajo ángulo con desarrollo de una zona de cizalla dúctil-frágil y rocas de fallas asociadas donde se produce el contacto entre los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride. Esta falla atraviesa las cuencas hidrográficas B, C y D aproximadamente por el centro de ellas, siendo el contraste litológico de los materiales que separa esta falla responsable de una serie de *knickzones* observados.
- c) Actividad glacial: Existen procesos glaciares que dan lugar a la generación de *knickpoints* y *knickzones*. Uno de ellos, el cual parece ser el proceso responsable de los quiebres del perfil en la zona de estudio, es la variación en la dinámica erosiva del avance del hielo que se traduce en irregularidades notables en el lecho. También hay que agregar los depósitos

asociados como el till que podrían generar contrastes en las tasas de erosión del lecho. Se observa a lo largo de las tres cuencas B, C y D que en las alturas >1950mts, donde se encuentran los circos y la mayor actividad glaciaria, pequeñas convexidades (*knickzones*) en las gráficas.

- d) Movimientos de masa: *knickpoints* asociados al desplazamiento de un volumen de material, roca o suelo por acción de la gravedad, que da lugar a irregularidades y contrastes litológicos en el lecho del río.
- e) Antrópico: Algunos *knickpoints* tienen su origen a partir de los cambios que ha generado el ser humano en el paisaje, ya sea en la construcción de embalses, en la modificación de la topografía o cubriendo (o rellanando) la superficie con otros materiales. En el caso de los perfiles de la cuenca A se observa un escalón muy marcado asociado a un embalse. En la cuenca B se observa en la cabecera que un *knickpoint* coincide con una pista de una estación de esquí de Sierra Nevada. Por debajo, un *knickzone* que podría estar asociado a la modificación topográfica del paisaje y/o a la acción glaciaria.

Por fuera de la clasificación propuesta, es interesante que existe una serie de *knickpoints* y *knickzones* que coinciden con la zona de cizalla y algunos de ellos no entran en la clasificación antes mencionada.



Leyenda

- | | |
|--|--------------------------------|
|  Cuencas | Clasificación |
|  Knickpoint | a. Contacto litológico |
|  Knickzone | b. Actividad tectónica |
| | b.i Fallas |
| | b.ii Despegue de Mecina |
| | c. Actividad glaciar |
| | d. Movimientos de masa |
| | e. Antrópico |



Google Earth
Coordinate system: GCS WGS 1984

Figura 23 Mapa donde se observa la distribución de knickpoints y knickzones y su correspondiente clasificación.

Discusión

Las cuencas hidrográficas de la zona de estudio están altamente condicionadas por el control tectónico y estructural. Se denota una dirección SSW-NNE, coincidente con la posible zona de cizalla, siendo concorde al estudio de Azañon *et al.* (2015) que, tomando la forma simple de domo alargado de Sierra Nevada, determinó que ríos tendrían una orientación más o menos lógica para esa geometría simple sabiendo que la complejidad estructural y litológica daría lugar a direcciones de ríos anómalas. Es por eso, que a partir de una serie de diagramas de rosas se determinaron las direcciones de todos los ríos, y es casualidad que en el estudio existe una dirección anómala exactamente igual a la dirección a la zona de cizalla y a los lineamientos que se observan.

Una explicación a estas lineaciones puede ser la orientación preferencial de los afloramientos. Observando el mapa geológico del IGME 1:50.000 hay algunas zonas cartografiadas específicamente en las filitas violáceas amarillas y rojizas del Manto de las Víboras del Complejo Alpujarride que coinciden con este patrón. Sin embargo, por norma general no hay perfecta coincidencia con la orientación preferente de los afloramientos. Como nos basamos en observaciones de la cartografía de la zona, hay que considerar que quizás existen detalles que no se estarían considerando. Como se dijo anteriormente, llama la atención que estas lineaciones de orientación NE-SW desaparecen entre los paralelos $N37^{\circ}05'24''$ $N37^{\circ}05'6''$ sin existir cambio litológico aparente (rocas carbonáticas del Complejo Alpujarride intermedio).

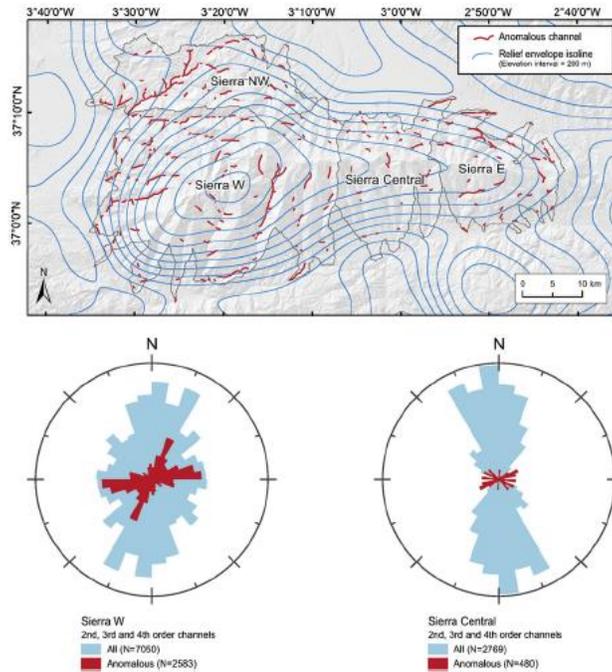


Figura 24 Diagrama de rosas para las direcciones de los ríos de Sierra Nevada. Se puede observar en la izquierda que existe dos direcciones anómalas principales de orientación NE-SW y E-W (Azañón, et al. 2015)

Código*	Tipos de litofacies
1	- Rocas ígneas: ácidas, básicas volcánicas.
2	- Rocas calcáreas bien cementadas: calizas, dolomias, carnidas, calcoesquistos, márcoles y rocas afines.
3	- Rocas silíceas compactas: micaesquitos, esquitos, pizarras duras, filitas, areniscas cuarzosas, cuarcitas, pudiongas duras y afines.
4	- Rocas poco consolidadas: areniscas con poco cuarzo, molasas, granuvackas, conglomerados, maciños, calizas arenosas y margoarenosas.
5	- Formaciones blandas: argilitas, margas, yesos, facies flysch, pelitas, pizarras arcillosas, launas, margas arcillosas,...
6	- Arcillas, arenas y depósitos cuaternarios.

* 1 = Erodibilidad mínima; 6 = Erodibilidad máxima.

Figura 25 Jerarquización de tipos de litofacies en función de su erodibilidad por I.C.O.N.A (I.C.O.N.A., 1.982a).

En un principio, parecían existir rasgos morfológicos que explicarían esta dirección NE-SW, pero al detalle estos rasgos dejan de tener importancia. Otra de las posibles explicaciones es el diaclasado de las rocas del Complejo Nevado-Filábride, donde Galindo-Zaldívar y González Lodeiro (1990) hablan de un juego menor de entidades de diaclasas al W de Sierra Nevada con dirección NE-SW que podría explicar esta orientación.

A partir de los resultados se puede observar una serie de valores altos de HI ($>0,50$) alineados con la posible zona de cizalla. Las diversas formas de la curva hipsométrica pueden ser debido a una actividad diferencial entre los procesos de construcción tectónica y degradación por erosión, actividades no necesariamente relacionadas con la edad de la cuenca (Guerra y Gonzalez, 2002). La influencia de la litología sobre los procesos de erosión es muy importante, más en aquellas zonas degradadas por la escasez de vegetación encargada de amortiguar el impacto de las gotas de lluvia y el drenaje superficial.

Es importante destacar que en la zona de estudio existe una erosión remontante que proviene tanto de la Cuenca de Granada como del Mediterráneo. Este término describe el proceso de expansión de una cuenca hidrográfica, relacionado con el progreso gradual hacia la cabecera de la cuenca, mediante la incisión fluvial en la parte alta de los ríos como consecuencia directa de la caída del nivel base por causas climáticas y/o tectónicas (Chen y Chen, 2006).

Una serie de fallas normales que compartimentan la cuenca de Granada generan subsidencia tectónica por cada ciclo sísmico. En los ciclos de mayor actividad o en época de terremotos la subsidencia produce un cambio de nivel de base. Como consecuencia, una onda de incisión va erosionando el relieve hasta cierto límite. En la fig. 26 se observa que en aquellas cuencas con un HI $<0,50$ esta onda de incisión no ha llegado siendo estos relieves que están estables hace mucho tiempo. Por otra parte, los valores más altos (HI $>0,50$) son relieves rejuvenecidos, que han sido perturbados y erosionados por la onda de incisión. En el caso de las cuencas que se encuentran al S, la onda de incisión proveniente del Mediterráneo es más fuerte a comparación de aquella que viene de la cuenca de Granada debido a que el nivel de base está al nivel del mar (700 m más abajo que la cuenca de Granada).

Las ondas de incisión nos pueden estar enmascarando la actividad de la zona de cizalla ya que estos procesos pueden ser en parte y no en su totalidad responsables de los valores que observamos de HI. Es decir, que existen valores anómalos a lo largo de la zona de cizalla, pero hay erosión remontante que nos puede estar enmascarando el objeto de estudio.

Como se mencionó anteriormente, los valores de HI también pueden explicarse a partir de la litología. Materiales más blandos o erosionables darán lugar a que los procesos que modelan el paisaje actúen con mayor facilidad y por lo tanto se podrá traducir en valores de HI más altos. Se puede observar en las subcuencas número 25 y 28 (HI $>0,50$) poseen una litología diferente a las de las subcuencas circundantes. La litología está compuesta por conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y margas de edad Cenozoica mientras que en las subcuencas aledañas (31, 32 y 33) tenemos

margas blancas, biocalcarenitas, calcirruditas y calizas que, en el caso de estar bien cementadas, basándonos en la tabla de erodabilidad de tipos de litofacies (I.C.O.N.A fig. 25), estarían menos expuesta a la meteorización y erosión a diferencia de los otros materiales. Caso contrario y particular es la subcuenca número 53 que presenta valores de HI altos (>60) en relación a su posición donde la erosión remontante no ha llegado. La litología presente en el área de esta subcuenca son esquistos claros y grafitosos del Complejo Nevado-Filábride que por sus características intrínsecas presentan una menor exposición a la meteorización y erosión comparada a la litología presente en las subcuencas aledañas.

Los perfiles analizados y los parámetros morfométricos relacionados han dilucidado una serie de *knickpoints* y *knickzones* que se pueden correlacionar con contactos o cambios litológicos, fallas, procesos glaciares y actividad antrópica. Al sur de la zona de estudio, existen una sucesión de *knickpoints* que podrían estar asociados a la actividad de la zona de cizalla. Sin embargo, se encuentran muy cercanos a la falla activa de Padul-Nigüelas (ver fig. 23 en círculo negro), por lo que podría asociarse a esa actividad. Cabe destacar que los quiebres observados en los perfiles son más bien concavidades suaves, lo que nos indica que no hay una perturbación de gran significancia que afecte a los ríos.

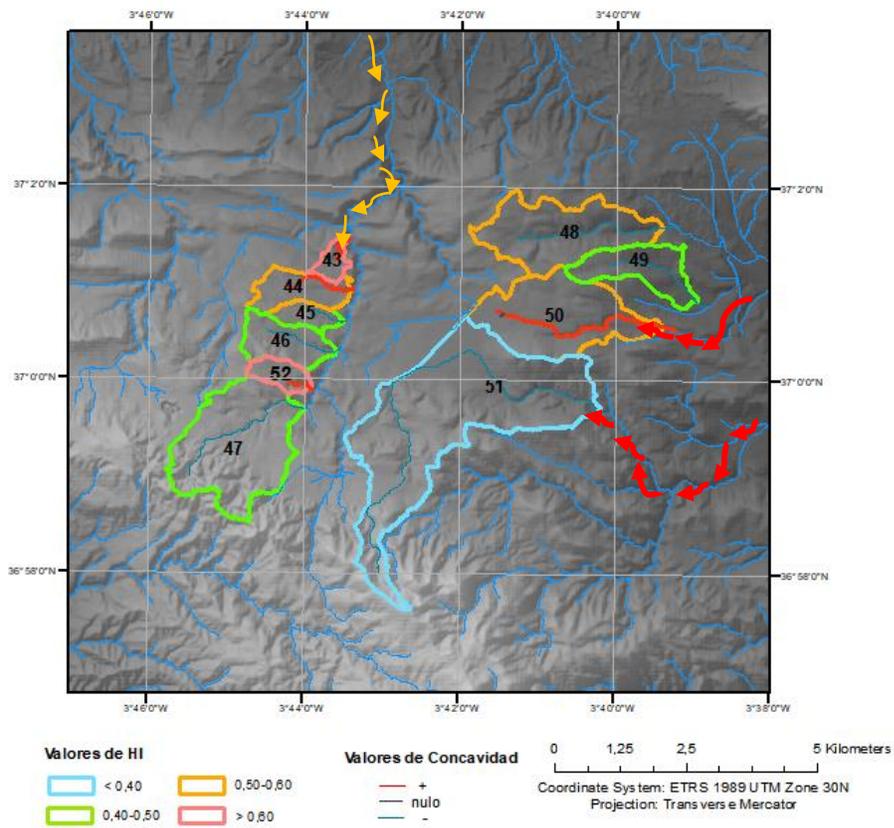
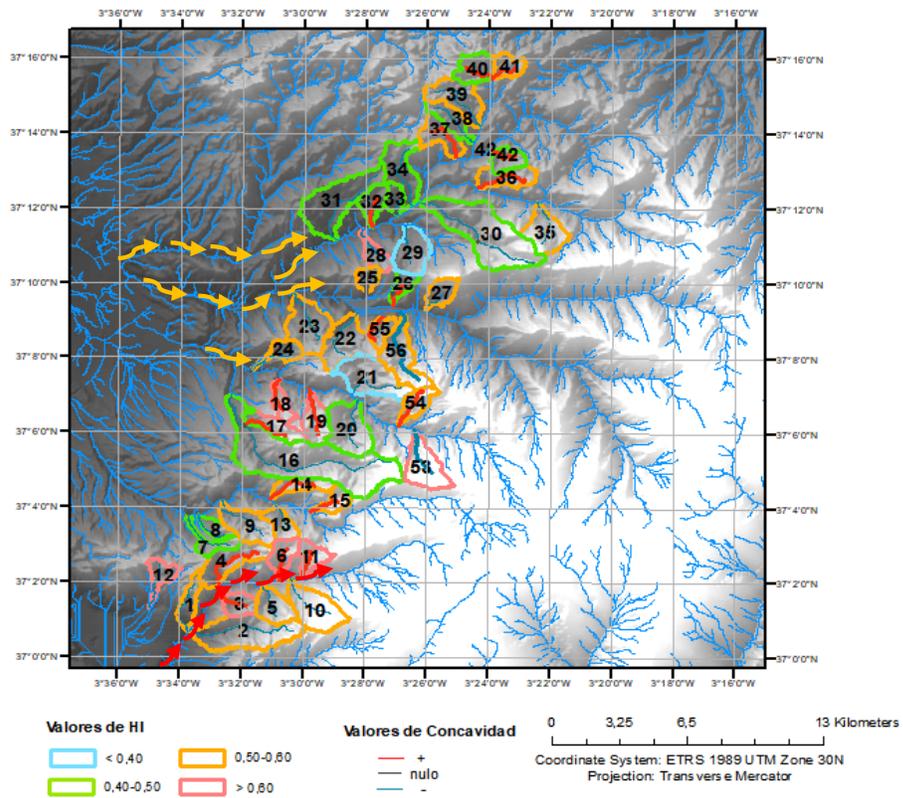


Figura 26 Mapa donde se observan las subcuencas y la erosión remontante proveniente tanto de la cuenca de Granada (amarillo), como del Mediterraneo (rojo).

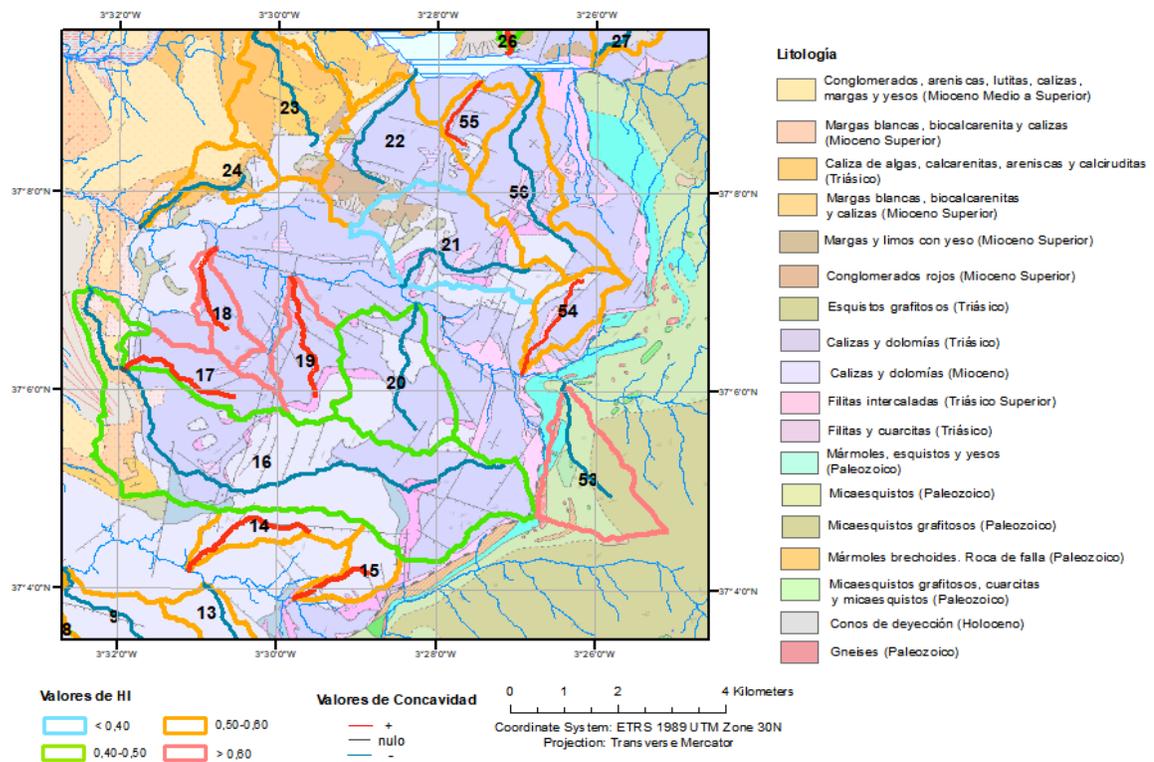
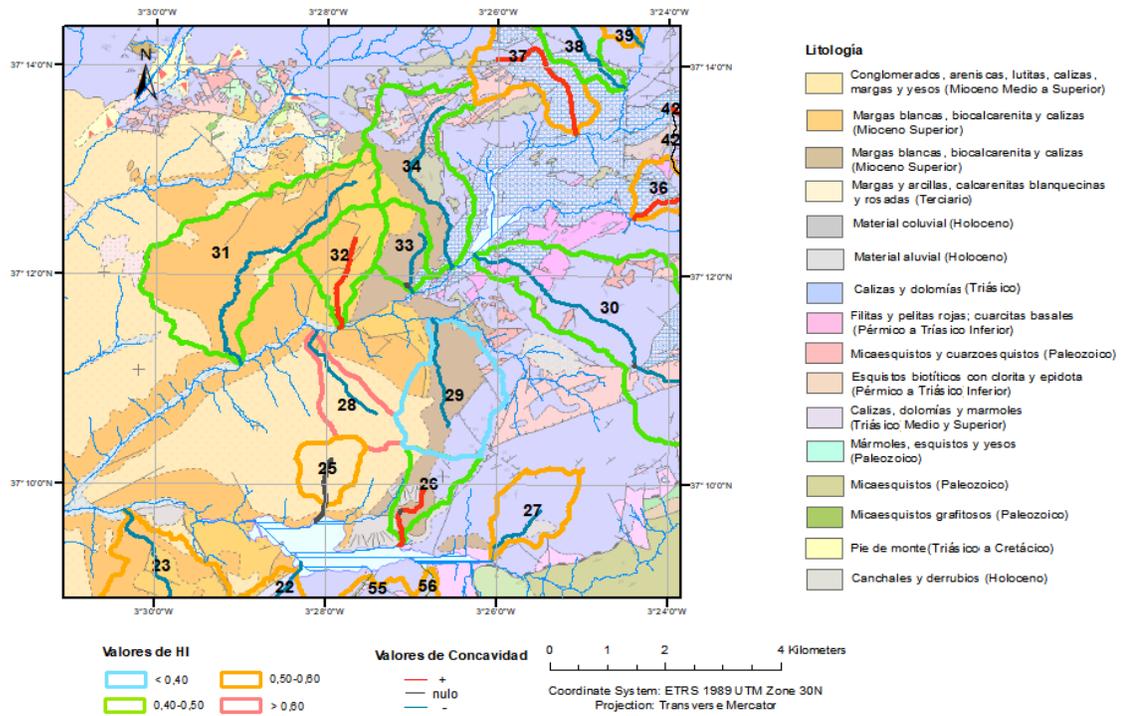


Figura 27 Los valores de HI se pueden explicar a partir de la litología que atraviesan los ríos. Materiales más expuestos a la erosión darán lugar a valores de HI más altos.

Conclusiones y recomendaciones

Conclusiones

La utilización de los métodos SIG y la aplicación de índices morfométricos en las cuencas de drenaje nos provee de una visión general del comportamiento neotectónico de la zona de estudio. A la vez, nos brinda información detallada y a gran escala de perturbaciones o actividad que desequilibren las redes de drenaje.

Lamentablemente se presentan algunas limitaciones a la hora de estudiar Sierra Nevada debido a su alta complejidad estructural, proveniente de una historia geodinámica también compleja que todavía forma parte de numerosos debates.

Por lo tanto, haciendo síntesis a partir de la información geológica; la observación de la zona a través del uso de imágenes de alta resolución; las corroboraciones en campo; la aplicación de métodos SIG y la aplicación de índices morfométricos se concluye que:

- Existen lineaciones con una orientación preferencial SSW-NNE, atribuido a la zona de cizalla que, en realidad, pueden estar relacionados a un juego de diaclasas (NE-SW) presentes en las unidades del Complejo Nevado-Filábride.
- Los valores anómalos en HI y la forma de las curvas hipsométricas se deben principalmente a los procesos de erosión remontante proveniente de la cuenca de Granada y del Mediterráneo. Sin embargo, podrían estar enmascarando la actividad de la zona de cizalla.
- La gran mayoría de los perfiles normalizados que presentan una forma convexa se correlacionan con fallas cartografiadas o contactos litológicos.
- La gran mayoría de los *knickpoints* y *knickzones* observados en los perfiles se pueden correlacionar con actividad tectónica asociados a fallas o al despegue de Mecina, actividad antrópica, procesos glaciares o de remoción de masa y contactos litológicos.

Recomendaciones

La complicada geología de Sierra Nevada nos invita a continuar investigando de cara a profundizar y a conocer mucho mejor su historia geológica, así como los mecanismos que hoy forman parte de su evolución. Las investigaciones más allá de ser un aporte a la comunidad científica y brindarnos conocimientos acerca del área en estudio, son de gran relevancia para el conocimiento de zonas tectónicas activas, los procesos fluviales y de remoción en masa y su posible amenaza. A partir de esto se realizan las siguientes recomendaciones:

- Estudiar el comportamiento de la erosión hídrica de las cuencas teniendo en cuenta factores climáticos y cubierta vegetal con el fin de entender con mayor profundidad los valores anómalos que han aparecido durante este estudio relacionados a HI, los perfiles normalizados y en la aplicación del CHI y K_{SN} . Una posibilidad es utilizando más herramientas de geoinformática como la propuesta por Portuguez, D. M. (2015) utilizando el modelo USLE (Universal Soil Loss Equation).
- Ampliar la zona de estudio, principalmente hacia el E donde se han observado lineamientos con la misma orientación realizando la misma metodología de este trabajo.
- Realizar trabajos cartográficos aún más detallados de las unidades y estructuras de la zona de estudio, principalmente a lo largo de las lineaciones observadas.
- Corroborar la actividad de fallas que atraviesan las redes de drenaje utilizando sismología, métodos SIG o dataciones cosmogónicas.

Bibliografía

- Aldaya, F., García-Dueñas, V., & Navarro-Vilá, F. (1979). Los Mantos apujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de la correlación tectónica de los Alpujárrides. *Acta geológica hispánica*, 14(1), 154-166
- Alfaro, P., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., López-Garrido, A. C., & de Galdeano, C.S (2001). Evidence for the activity and paleoseismicity of the Padul fault (Betic Cordillera, southern Spain). *Acta geológica hispánica*, 36(3), 283-295.
- Alonso-Chaves, F. M., & Orozco, M. (2007). Evolución tectónica de las Sierras de Tejeda y Almiñara: Colapso extensional y exhumación de áreas metamórficas en el dominio de Alborán (Cordilleras Béticas). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20(3-4), 211-228.
- Azañón, J. M., Pérez-Peña, J. V., Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J. M., & Rodríguez-Peces, M. J. (2012). Active tectonics in the central and eastern Betic Cordillera through morphotectonic analysis: the case of Sierra Nevada and Sierra Alhamilla. *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 225-238.
- Braga, J.C., Martin, J.M., & Alcala, B. (1990). Coral reefs in coarse-terrigenous sedimentary environments (Upper Tortonian, Granada Basin, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 66 (1-2), 135-150.
- Brouwer, H. A. (1926). Zur Geologie der Sierra Nevada. *Geologische Rundschau*, 17(2), 118-137.
- Brouwer, H.A. (1926b): Zur tektonik der betischen Kordilleren. *Geol. Rundschau*, 17: 331-336.
- Burbank, D., Anderson, R., 2001, Tectonic Geomorphology: Malden, Massachusetts, EUA, Blackwell Science, 274 p.
- Capó, A., & García, C. (2014). Análisis e interpretación de los perfiles longitudinales en la red fluvial del sur y sureste de Mallorca. *Cuadernos de investigación geográfica/Geographical Research Letters*, (40), 147-168.
- Castillo, M., & Lugo-Hubp, J. (2011). Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término *knickpoint* en el léxico geológico-geomorfológico del español. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 353-364.
- Chen, L.K., and Chen, S.C. 2006. Retrogressive erosion and longitudinal profile evolution in noncohesive material. *International Journal of Sediment Research*, 21 (2): 113-122.
- Chen, Y.C., Sung, Q., and Cheng, K.Y. 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology*, 56: 109-137.

- Cuevas, J., Navarro-Vilá, F., & Tubía, J.M. (2001). Evolución estructural poliorogénica del complejo Maláguide (Cordilleras béticas). *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3), 47-58.
- De Jong, K. y BAKKER, H. (1991). The Mulhacen and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: Litho-stratigraphy. *Geology en Mijnbouw*, 70: 93-103.
- De Vries, W.C.P. y Zwaan, K.B. (1967): Alpujarride succession in the central Sierra de las Estancias, province of Almeria, SE Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 70: 443-453.
- Demoulin, A. (1998). Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24(2-3), 189-208.
- Durand-Delga, M. (1968). Coup d'oeil sur les unités Malaguides des Cordillères Bétiques (Espagne). *CR Acad. Sci. Paris*, 266,190-193.
- Egeler, C. G. (1964). On the tectonics of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geologische Rundschau*, 53(1), 260-269.
- Egeler, C. G., & Simon, O. J. (1969). Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain), with emphasis on the nappe structures. *Geol. Mijnbouw*, 48(3), 296-305.
- Flint, J. J. (1974). Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10(5), 969-973.
- Fontbot., J.M. (1986): La Cordillera Bética: Zonas Internas y unidades adyacentes. En: *Geología de España, Libro jubilar J.M. R. os* (J.A. Comba, Coord.), IGME, Madrid, 2: 251-343.
- Galindo Zaldívar, J., & González Lodeiro, F. (1990). Diaclasas de tensión regionales en el Complejo Nevado-Filábride y su relación con el contacto Alpujarride/Nevado-Filábride (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas).
- Galindo Zaldívar, J., Jabaloy, A., & González Lodeiro, F. (1996). El sistema de fallas normales de Sierra Nevada occidental desde el mioceno superior a la actualidad (zonas internas, Cordilleras Béticas).
- Galindo-Zaldivar, j., Gonzalez-Lodeiro, F., & Jabaloy, A. (1989). Progressive extensional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodinámica Acta*, 3(1), 73-85.
- García-Alix, A. (2006). Bioestratigrafía de los depósitos continentales de la transición mioceno de la cuenca de Granada. Tesis Doctoral.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alborán Basin and their tectonic implications. *Geo-Mar. Letters*, 12: 88-95.

García-Dueñas, V., Martínez Martínez, J. M., & Soto, J. I. (1988). Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues-mantos separados por zonas de cizalla. In *Congreso geológico de España*. 2 (pp. 17-26).

Gómez-Pugnaire, M. T., & Fernández-Soler, J. M. (1987). High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(2), 231-244.

Guerit, L., Goren, L., Dominguez, S., Malavieille, J., & Castelltort, S. (2018). Landscape 'stress' and reorganization from χ -maps: Insights from experimental drainage networks in oblique collision setting. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(15), 3152-3163.

Guerra, F., & González, J. (2002). Caracterización morfométrica de la cuenca de la quebrada la Bermeja, San Cristóbal, Estado Táchira, Venezuela. *Geoenseñanza*, 7(1-2), 88-108.

Hack, J. T. (1957). *Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland* (Vol. 294). US Government Printing Office.

Harlin, J. M. (1978). Statistical moments of the hypsometric curve and its density function. *Journal of the International Association for Mathematical Geology*, 10(1), 59-72.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldivar, J. y Gonzalez Lodeiro, F. (1992): The Mecina extensional system: Its relation with the post- Aquitanian piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Mar. Letters*, 12: 96-103.

Keller, E. A., & Pinter, N. (1996). *Active tectonics* (Vol. 338). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

Kockel, F. 1963. Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Spanien). *Geologie Jahrb*, 81: 413-480.

Luo, W., 2000. Quantifying groundwater sapping processes with a hypsometric analysis technique. *Journal of Geophysical Research* 105, 1685–1694.

Martín Martín, M., Martín Algarra, A., & Serra Kiel, J. (1997). El Paleógeno del Dominio Maláguide en Sierra Espuña (Prov. de Murcia, SE de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 10(3-4), 265-280.

Martin, J., Ortega-Huertas, M., & Torres-Ruiz, J. (1984). Genesis and evolution of strontium deposits of the Granada Basin (southeastern Spain): evidence of diagenetic replacement of stromatolite belt. *Sedimentary geology*, 19(3-4), 281-298.

Martin-Algarra, A., Diaz de Federico, A., Puga E, Gonzalez Lodeiro, F. 2004. Rasgos generales. Complejo Nevadofilábride. En: Vera, J.A (ed), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid. 890pp.

Martínez-Martínez, J. M., & Azañón, J. M. (1997). Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alborán orogenic system. *Tectonics*, 16(2), 205-22

Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I., & Balanyá, J. C. (2002). Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21(3), 3-1.

Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I., & Balanyá, J. C. (2004). Elongated domes in extended orogens: A mode of mountain uplift in the Betics (southeast Spain). *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 243-266. 5.

Martín-Martín, M., Martín-Rojas, I., Caracuel, J. E., Estevez-Rubio, A., Algarra, A. M., & Sandoval, J. (2006). Tectonic framework and extensional pattern of the Maláguide Complex from Sierra Espuña (Internal Betic Zone) during Jurassic-Cretaceous: implications for the Westernmost Tethys geodynamic evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 95(5), 815-826.

Pérez-Peña, J. V., Al-Awabdeh, M., Azañón, J. M., Galve, J. P., Booth-Rea, G., & Notti, D. (2017). SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers & Geosciences*, 104, 135-150.

Pérez-Peña, J. V., Azañón, J. M., & Azor, A. (2009). CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, 35(6), 1214-1223.

Perron, J. T., & Royden, L. (2013). An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(6), 570-576.

Platt, J.P, Anczkiewicz, R. Soto, J. I., Kelley, S. P., & Thirlwall, M. (2006). Early Miocene continental subduction and rapid exhumation in the western Mediterranean. *Geology*, 34(11), 981-984.

Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 397-410.

Portuguez, D. M. (2015). Estimación de la pérdida de suelos por erosión hídrica en la cuenca del Río Sigüas utilizando Geoinformática. In *Anales Científicos* (Vol. 76, No. 2, pp. 324-329). Universidad Nacional Agraria La Molina.

Puga, E., Diaz de Federico, A., Nieto, J.M. 2002 a. Tectono-stratigraphic subdivisión and petrological charactersiation of the deepest complexes of the Betic Zone: a review. *Geodinámica Acta*, 15, 23-43.

R.W.Van Bemmelen. *Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de Province Granada* Doctoral thesis, University of Delft, D.T.S., Delft (1927), p. 12

Racca, J. M. G. (2007). Análisis hipsométrico, frecuencia altimétrica y pendientes medias a partir de modelos digitales del terreno.

Royden L, Perron T. 2013. Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118: 497–518.

Sánchez, F. V. (2011). El terremoto de Alhama de Granada de 1884 y su impacto. *Anuari Verdaguer*, 11-45.

Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A (1992): Stratigraphic and paleogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.

Sanz de Galdeano, C., & López-Garrido, A. C. (1999). Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*, 30(3), 259-272.

Sanz de Galdeano, C., & Rodríguez-Fernández, J. (1996). Neogene paleogeography of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction. In: Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics (P.F friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univer. Press, Cambridge, 323-239.

Sanz de Galdeano, C., & Vera, J. A. (1991). Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta geológica hisp*, 26: 205-227

Singh, O., Sarangi, A., & Sharma, M. C. (2008). Hypsometric integral estimation methods and its relevance on erosion status of north-western lesser Himalayan watersheds. *Water Resources Management*, 22(11), 1545-1560.

Sklar, L., & Dietrich, W. E. (1998). River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 107, 237-260.

Soto, J. I. (1991). Estructura y evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Ph. Thesis, Univ. Granada.

Strahler, A.N. 1952. Hypsometric (area - altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63: 1117-1142

Vera, J. A. (2000). El Paleógeno de la Cordillera Bética: estado actual de conocimientos. *Rev. Soc. Geol. España*, 13(2), 345-373.

Vera, J. A. (2004), *Geología de España*, 890 pp., Serv. Geol. De España/Inst. Geol. Y Miner. De España (SGE/IGME), Madrid.

W. Luo (1998) Hypsometric analysis with a geographic information system *Computers & Geosciences*, 24 pp. 815-821

Whipple, K. X., & Tucker, G. E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B8), 17661-17674.

Willett S, McCoy S, Perron T, Goren L, Chen C-Y. (2014). Dynamic reorganization of river basins. *Science* 343: 1248765.

Wobus, C., Whipple, K. X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., ... & Willett, S. D. (2006). Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of america*, 398, 55.

Tabla de ilustraciones

Figura 1 Localización de la zona de estudio comprendida entre los paralelos N 37°15' y N 36°54' y los meridianos W 3,4°45' y W 3°21'. _____ 9

Figura 2 Modelo de evolución del margen continental sudibérico por Vera (1998) A.- Etapa pre-rift (Triásico-Liásico predomeriense). B.- Inicio de la etapa principal de rifting intracontinental (Domeriense-Toarciense). C.- Fase de rifting (Dogger) D.- Inicio de la etapa de deriva (Malm). E.- Etapa de expansión oceánica (Cretácico). F.- Etapa de margen continental convergente (Paleógeno-Mioceno basal). G- Etapa de colisión (final del Mioceno inferior). Leyenda: 1.- Corteza continental, incluyendo el basamento hercínico de las Zonas Externas Béticas. 2.- Terreno alóctono (Zonas Internas Béticas, procedentes del bloque de Alborán). 3. Corteza oceánica. 4.- Manto. 5.- Sedimentos neógenos bajo el mar de Alborán. CGC área de depósito de las unidades del Complejo del Campo de Gibraltar _____ 14

Figura 3 Selección de algunas nomenclaturas habitualmente utilizadas para la subdivisión del Complejo Nevado-Filábride elaborado por Martín-Algarra tomado de Vera 2004. En negrita se indican los términos que hacen referencia a unidades o accidentes de naturaleza tectónica; en letra normal se indican algunos de los términos que se han utilizado informalmente para designar diferentes asociaciones litológicas con una cierta significación litoestratigráficas y petrológica. Los límites entre unidades (rayas gruesas) corresponden a accidentes tectónicos caracterizados con diversos criterios según los autores: para unos serán de naturaleza unos contractiva (límites entre unidades cabalgantes, o mantos de corrimiento) y, para otros, de naturaleza extensional, o bien resultarán de la superposición de procesos tectónicos contractivos y extensionales. Los despegues de Filabres y Mecina son rampas que cortan oblicuamente a la pila de unidades _____ 16

Figura 4 Afloramientos principales y diferenciación de Unidades Inferiores y Unidades Superiores del Complejo Nevadofilábride, con indicación de la ubicación de los principales afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas metamorfizadas y de los principales afloramientos de rocas básicas y ultrabásicas metamorfizadas y de los principales indicadores de transporte tectónico (bloque de techo) (Vera, 2004). Afloramientos principales del Complejo Alpujárride. _____ 16

Figura 5 Estratigrafía de las unidades alpujárrides del sector central de la Cordillera Bética (Vera, 2004). Los sombreados indican el mayor (más oscuro) o menor (más claro) grado de recristalización metamórfica, y se han señalado por separado para los esquistos oscuros (Paleozoico) y esquistos claros y mármoles (Permo-Triásico y más moderno). _____ 18

Figura 6 Columna simplificada del Maláguide en los montes de Málaga. Ha sido establecida a partir de la correlación entre numerosos cortes parciales, debido a que está escindida por multitud de fallas normales de alto y de bajo ángulo (Cuevas et al., 2001). _____ 19

Figura 7 a) Localización de la cuenca de Granada modificado de Braga et al. (1990) y localización de la zona de estudio en rojo b) Columna estratigráfica sintética del relleno de la cuenca de Granada, García-Alix A. (2006) modificada de Martín et al. (1984). _____ 22

Figura 8 Esquema tectónico general de los sectores central y oriental de la Cordillera Bética. El recuadro muestra la localización respecto de la Cordillera Bética y en rojo se observa la zona de estudio. (Gr. Basín corresponde a Cuenca de Granada; G-B. Basín corresponde a Cuenca de Guadix-Baza) (Azañon, et al. 2012). _____ 24

Figura 9 Mapa geológico del sector occidental de Sierra Nevada (Cordillera Bética, sur de España). La localización de la Fig. 2 se ha representado con un rectángulo de línea discontinua. También se ha representado la sismicidad histórica ($I > VII$) e instrumental ($m_b > 3,5$) (Alfaro et al., 2001) _____ 25

Figura 10 a) Mapa donde se observan estructuras principales al Oeste de Sierra Nevada con las posiciones de los cortes estructurales b) Secciones transversales de la zona de estudio (Sanz de Galdeano, et al. 1998) __ 26

Figura 11 Mapa de peligrosidad sísmica de España en valores de aceleración, de la región sur peninsular, para periodo de retorno de 475 años (IGN, 2012). _____ 27

Figura 12 a) El área relativa es la fracción del área (a) sobre esa cota (h) respecto del área total (A); mientras que la altura relativa es la correspondiente a la cota (h), dividida por la altura de la cuenca (H) (modificado de Quezada et al., 2010). b) corresponde a la representación gráfica de los datos obtenidos, donde aparecen tres curvas que significan el ciclo de erosión de la cuenca. La curva 1 corresponde a una etapa de desequilibrio erosivo y representa una cuenca geológicamente joven. La curva 2 corresponde a una etapa de equilibrio erosivo y representa una cuenca geológicamente madura. La curva 3 representa una cuenca erosionada y en estado de senectud (Campos, 1992). _____ 29

Figura 13 Esquema donde se explica la lógica detrás de la curva hipsométrica. Modificado de Singh (2008). 30

Figura 14 Perfil normalizado y parámetros asociados. A: Cabecera, B: boca, Ct: Concavidad (expresada en porcentaje respecto al triángulo AOB), C_{max} : Máxima concavidad, $L_{máx}$: posición de la máxima concavidad con respecto a la cabecera del río (Pérez-Peña et al., 2017). _____ 32

Figura 15 Mapa de χ entre dos cuencas adyacentes en un contexto de cizallamiento. La deformación causa cambios en la geometría de las dos cuencas en la longitud del flujo y en el área de drenaje aguas arriba dando lugar a que no se respete la ecuación (1). Debido a estos procesos χ toma valores más altos en el punto A con respecto del punto B. La división entre esos dos puntos es afectado por lo tanto por un gradiente en χ ($\Delta\chi$). A partir de que $\Delta\chi \neq 0$, se puede inferir la existencia de deformación horizontal (Guerit et al., 2018). _____ 35

Figura 16 Esquema representativo de un perfil longitudinal en equilibrio (A y B) y en desequilibrio (C y D). Las pendientes del lecho en B y D tienen una forma lineal cuando se representan en una escala logarítmica. En A el perfil del río tiene una forma cóncava, típica de un estado en equilibrio, las pendientes del lecho (B) satisfacen la condición expresada en la ecuación 2. En C, la presencia del desequilibrio está dado por un fuerte desnivel (knickpoint) en la topografía y por lo tanto existe una ruptura en el escalamiento de las pendientes del lecho (D), condición que denota un desequilibrio en el sistema fluvial (Castillo y Lugo-Hubp 2011) _____ 36

Figura 17 Diagrama de flujo de trabajo. _____ 38

Figura 18 Serie de capas generadas en SAGA GIS para la zona de estudio con el objetivo de facilitar las observaciones. _____ 40

Figura 19 Histograma en QGIS con distribución de valores y su clasificación. _____ 42

Figura 20 a) Mapa topográfico elaborado en SAGA GIS de la zona de estudio donde se observan claras lineaciones de orientación NE-SW. $Opennes$ ("apertura"): expresa el grado de dominio (valores positivos) o encerramiento (valores negativos) de una ubicación b) Mapa morfológico de la zona de estudio donde se observan las lineaciones, las zonas de bajo relieve y las zonas acaravadas. _____ 44

Figura 21 Curvas hipsométricas de las subcuencas con gran potencial erosivo que siguen la tendencia de la zona de cizalla. _____ 47

Figura 22 Mapa donde se representan las subcuencas en estudio con sus valores respectivos de HI y Concavidad (positivos, negativos y nulos). Valores <0,40 representan estados de senectud de la cuenca, valores entre 0,40 y 0,60 estado de madurez y >0,60 estado de juventud. _____ 49

Figura 23 Mapa donde se observa la distribución de knickpoints y knickzones y su correspondiente clasificación. _____ 52

Figura 24 Diagrama de rosas para las direcciones de los ríos de Sierra Nevada. Se puede observar en la izquierda que existe dos direcciones anómalas principales de orientación NE-SW y E-W (Azañón, et al. 2015) _____ 54

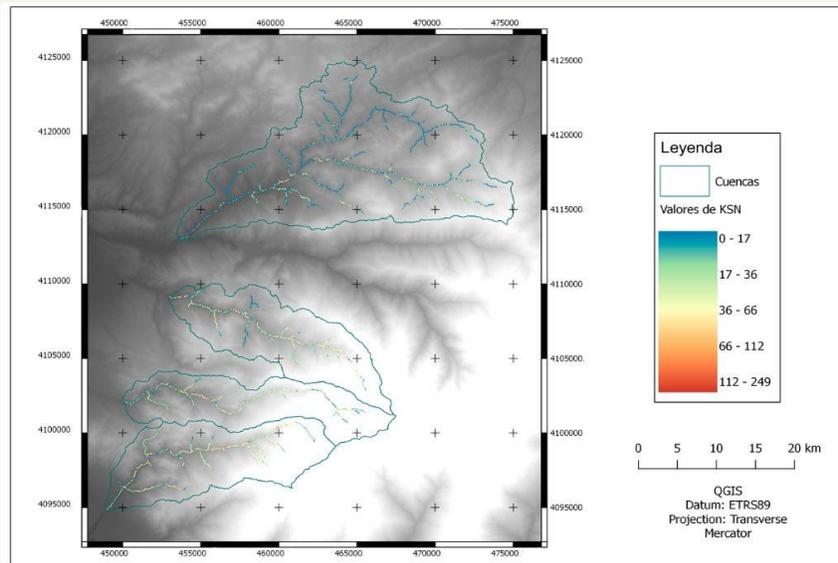
Figura 25 Jerarquización de tipos de litofacies en función de su erodibilidad por I.C.O.N.A (I.C.O.N.A., 1.982a). _____ 54

Figura 26 Mapa donde se observan las subcuencas y la erosión remontante proveniente tanto de la cuenca de Granada (amarillo), como del Mediterraneo (rojo). _____ 57

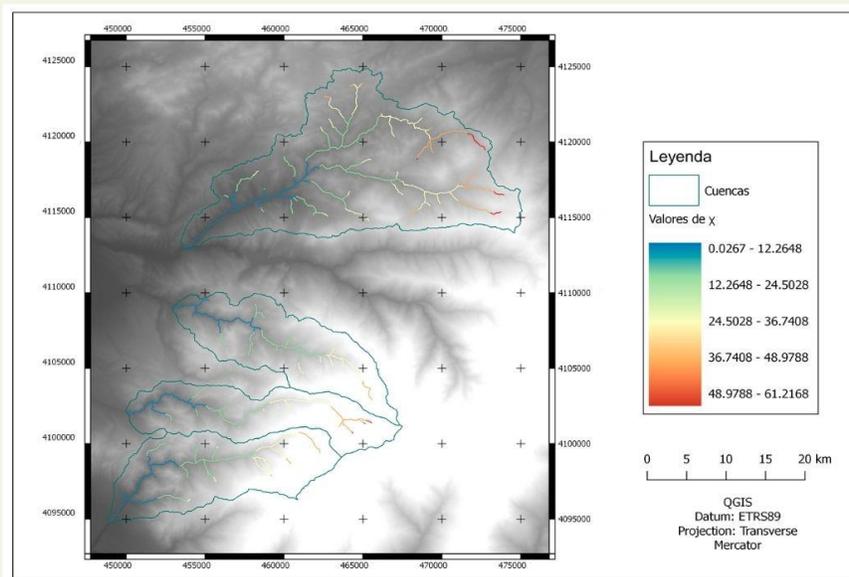
Figura 27 Los valores de HI se pueden explicar a partir de la litología que atraviesan los ríos. Materiales más expuestos a la erosión darán lugar a valores de HI más altos. _____ 58

ANEXO

Mapas de Ksn y Chi (χ)



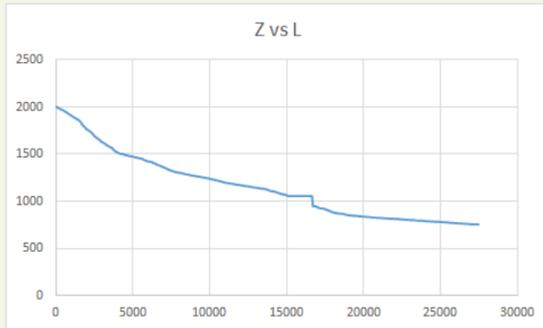
Mapa donde se observan las cuatro cuencas principales y los valores de Ksn a lo largo de los cauces principales.



Mapa donde se observan las cuatro cuencas principales y los valores de Chi(χ) a lo largo de los cauces principales.

ANEXO CUENCA A

Representaciones gráficas

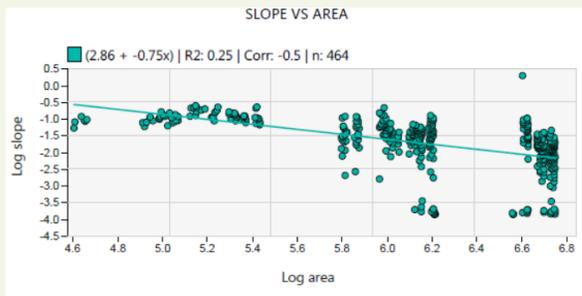


PERFIL LONGITUDINAL

Donde Z es la altura (msnm) y L la distancia horizontal (m)

PERFIL DE ELEVACIÓN VS X

Donde Z es la altura (msnm) y χ el parámetro CHI

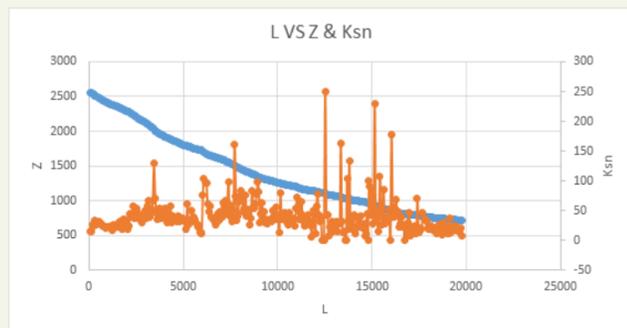


PERFIL DE PENDIENTE VS ÁREA

Donde SLOPE es la pendiente

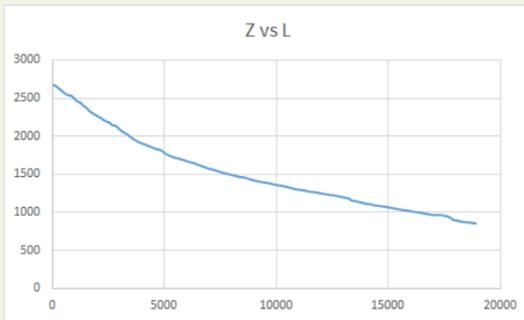
PERFIL DE DISTANCIA HORIZONTAL VS ELEVACIÓN & Ksn

Donde L es la distancia horizontal (m), Z la elevación (msnm) y Ksn el parámetro de



ANEXO CUENCA B

Representaciones gráficas

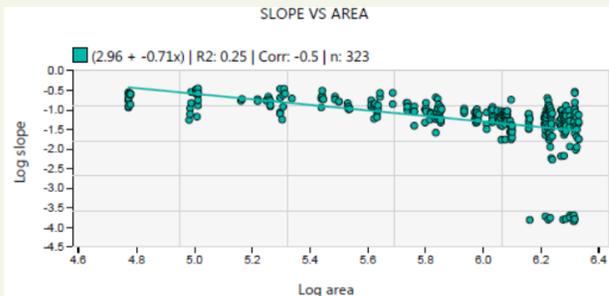


PERFIL LONGITUDINAL

Donde Z es la altura (msnm) y L la distancia horizontal (m)

PERFIL DE ELEVACIÓN VS X

Donde Z es la altura (msnm) y χ el parámetro CHI

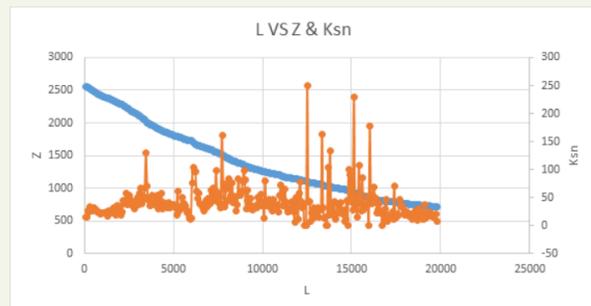


PERFIL DE PENDIENTE VS ÁREA

Donde SLOPE es la pendiente

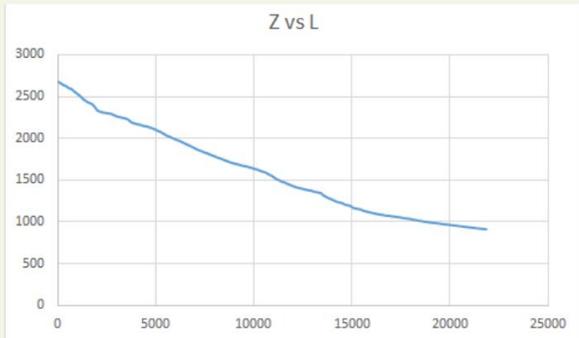
PERFIL DE DISTANCIA HORIZONTAL VS ELEVACIÓN & KSN

Donde L es la distancia horizontal (m), Z la elevación (msnm) y Ksn el parámetro de la pendiente normalizada



ANEXO CUENCA C

Representaciones gráficas

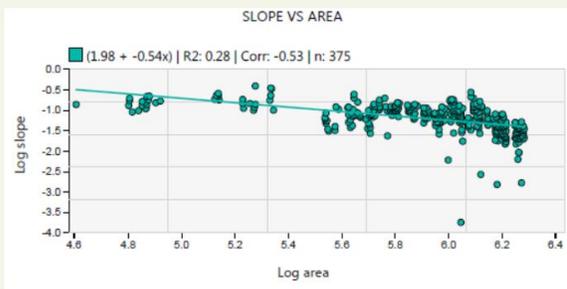


PERFIL LONGITUDINAL

Donde Z es la altura (msnm) y L la distancia horizontal (m)

PERFIL DE ELEVACIÓN VS X

Donde Z es la altura (msnm) y χ el parámetro CHI

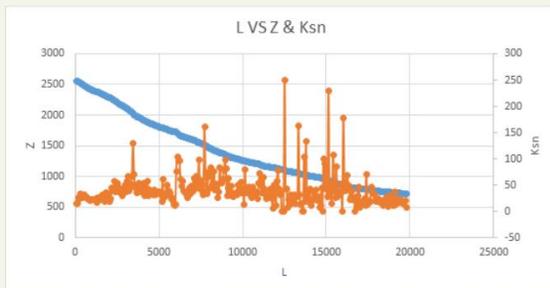


PERFIL DE PENDIENTE VS ÁREA

Donde SLOPE es la pendiente

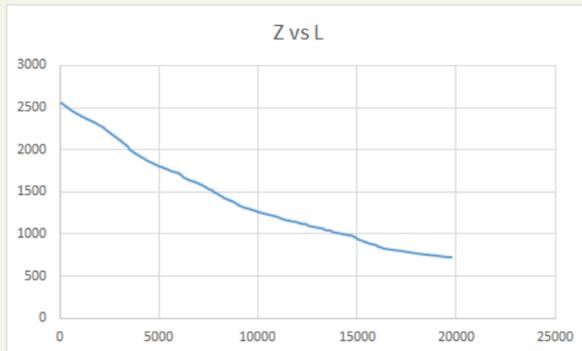
PERFIL DE DISTANCIA HORIZONTAL VS ELEVACIÓN & Ksn

Donde L es la distancia horizontal (m), Z la elevación (msnm) y Ksn el parámetro de la pendiente normalizada



ANEXO CUENCA D

Representaciones gráficas

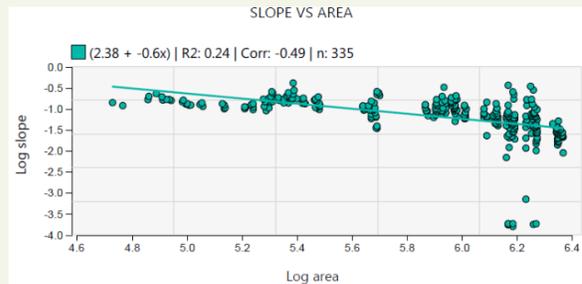


PERFIL LONGITUDINAL

Donde Z es la altura (msnm) y L la distancia horizontal (m)

PERFIL DE ELEVACIÓN VS X

Donde Z es la altura (msnm) y χ el parámetro CHI



PERFIL DE PENDIENTE VS ÁREA

Donde SLOPE es la pendiente

PERFIL DE DISTANCIA HORIZONTAL VS ELEVACIÓN & KSN

Donde L es la distancia horizontal (m), Z la elevación (msnm) y Ksn el parámetro de la pendiente normalizada

